

SÉRIE A, N° 1569

N° D'ORDRE :

2435

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

J. GAUZIT

Agrégé de l'Université

Professeur au Lycée de Montpellier

1^{re} THÈSE. — ETUDE DE L'OZONE ATMOSPHÉRIQUE PAR SPECTROSCOPIE VISUELLE.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le **Juin 1935** devant la Commission d'examen

22 JUIN 1935

MM. CH. FABRY..... *Président.*

ESCLANGON } *Examineurs.*

RIBAUD..... }

PARIS

MASSON ET C^{ie}, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN

1935

SÉRIE A, N° 1569

N° D'ORDRE :

2435

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES PHYSIQUES

PAR

J. GAUZIT

Agrégé de l'Université
Professeur au Lycée de Montpellier

1^{re} THÈSE. — ETUDE DE L'OZONE ATMOSPHERIQUE PAR SPECTROSCOPIE VISUELLE.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le **Juin 1935** devant la Commission d'examen

22 JUIN 1935
MM. CH. FABRY..... *Président.*

ESCLANGON } *Examineurs*
RIBAUD..... }

PARIS

MASSON ET C^{ie}, ÉDITEURS

LIBRAIRES DE L'ACADÉMIE DE MÉDECINE

120, BOULEVARD SAINT-GERMAIN

1935

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen honoraire..... M. MOLLIARD.
Doyen C. MAURAIN, Professeur, Physique du Globe.

Professeurs honoraires	{	H. LE CHATELIER.	Léon BRILLOUIN.	AUGER.
		H. LEBESGUE.	GOURSAT.	BLAISE.
		A. FERNBACH.	WALLERANT.	DANGEARD.
		A. LEDUC.	GUILLET.	JANET.
		Émile PICARD.	PÉCHARD.	LESPIEAU.
		Rémy PERRIER.	FREUNDLER.	MARCHIS.
				MOUTON.

PROFESSEURS

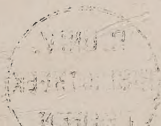
G. BERTRAND.....	T Chimie biologique.	A. DUFOUR.....	T Physique. (P. C. B.).
M. CAULLERY.....	T Zoologie (Évolution des êtres organisés).	L. DUNOYER.....	Optique appliquée.
G. URBAIN.....	T Chimie générale.	A. GUILLIERMOND.	T Botanique (P. C. B.).
Émile BOREL.....	T Calcul des probabilités et Physique mathématique	M. JAVILLIER.....	Chimie biologique.
Jean PERRIN.....	T Chimie physique.	L. JOLEAUD.....	Paléontologie.
H. ABRAHAM.....	T Physique.	ROBERT-LÉVY.....	Zoologie.
E. CARTAN.....	T Géométrie supérieure.	F. PICARD.....	Zoologie (Évolution des êtres organisés).
M. MOLLIARD.....	T Physiologie végétale.	Henri VILLAT.....	T Mécanique des fluides et applications.
L. LAPICQUE.....	T Physiologie générale.	Ch. JACOB.....	T Géologie.
E. VESSIOT.....	T Mécanique analytique et Mécanique céleste.	P. PASCAL.....	T Chimie minérale.
A. COTTON.....	T Recherches physiques.	M. FRÉCHET.....	T Calcul des Probabilités et Physique mathématique.
J. DRACH.....	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	E. ESCLANGON....	T Astronomie.
Charles FARRY....	T Physique.	M ^{me} RAMART-LUCAS	T Chimie organique.
Charles PÉREZ....	T Zoologie.	H. BÉGHIN.....	T Mécanique physique et expérimentale.
Léon BERTRAND..	T Géologie structurale et géologie appliquée.	FOCH.....	Mécanique expérimentale des fluides.
P. PORTIER.....	T Physiologie comparée.	PAUTHENIER.....	Physique (P. C. B.).
E. RABAUD.....	T Biologie expérimentale.	De BROGLIE.....	T Théories physiques.
M. GUICHARD.....	Chimie minérale.	CHRÉTIEN.....	Optique appliquée.
Paul MONTEL.....	T Théorie des fonctions et Théorie des transformations.	P. JOB.....	Chimie générale.
P. WINTREBERT..	T Anatomie et histologie comparées.	LABROUSTE.....	Physique du Globe.
L. BLARINGHEM..	T Botanique.	PRENANT.....	Zoologie.
O. DUBOSQ.....	T Biologie maritime.	VILLEY.....	Mécanique physique et expérimentale.
G. JULIA.....	T Application de l'analyse à la Géométrie.	BOHN.....	Zoologie (P. C. B.).
C. MAUGUIN.....	T Minéralogie.	COMBES.....	Botanique.
A. MICHEL-LÉVY.	Pétrographie.	GARNIER.....	Calcul différentiel.
H. BÉNARD.....	T Mécanique expérimentale des fluides.	PÉRÈS.....	Mécanique des fluides.
A. DENJOY.....	T Calcul différentiel et calcul intégral.	HACKSPILL.....	Chimie (P. C. B.).
L. LUTAUD.....	T Géographie physique et géologie dynamique.	LAUGIER.....	Physiologie générale.
Eugène BLOCH....	T Physique théorique et physique céleste.	TOUSSAINT.....	Technique Aéronautique.
G. BRUHAT.....	Physique.	M. CURIE.....	Physique (P. C. B.).
E. DARMOIS.....	Physique.	G. RIBAUD.....	T Hautes températures.
A. DEBIERNE.....	T Radioactivité.	CHAZY.....	T Mécanique rationnelle.
		GAULT.....	Chimie (P. C. B.).
		CROZE.....	Physique.
		DUPONT.....	T Théories chimiques.
		LANQUINE.....	Géologie.
		VALIRON ..	Mathématiques

Secrétaire..... A. PACAUD.
Secrétaire honoraire..... D. TOMBECK.



A MONSIEUR LE PROFESSEUR J. CABANNES
Membre correspondant de l'Institut.

*Hommage respectueux
et reconnaissant.*



ÉTUDE DE L'OZONE ATMOSPHERIQUE PAR SPECTROSCOPIE VISUELLE

Par M. J. GAUZIT

Agrégé de l'Université, Professeur au Lycée de Montpellier.

INTRODUCTION

1. Les physiciens ont depuis longtemps observé avec étonnement la limitation brusque du spectre solaire dans sa partie ultra-violette : la plus petite longueur d'onde mesurable qui nous parvienne est à peine inférieure à $2900 \text{ \AA}$, dans les conditions les plus favorables.

Cette observation a suscité de nombreux travaux, qui ont été la suite des recherches de MM. Fabry et Buisson (1), (2), commencées en 1912.

Il ne paraît pas utile de rappeler ici les divers stades de cette étude. Des exposés d'ensemble (3), (4), (5) ont successivement montré le progrès accompli.

Les résultats suivants paraissent actuellement acquis : c'est l'absorption atmosphérique qui produit la limitation du spectre solaire et des spectres stellaires. Le gaz absorbant est l'ozone : en effet le spectre d'absorption de l'ozone présente une grande bande ultraviolette, découverte par Hartley (6) et appelée bande de Hartley, qui commence vers $3200 \text{ \AA}$ et dans laquelle le coefficient d'absorption atteint une valeur énorme. Au delà de cette bande, Meyer, Schein et Stoll (65) ont récemment réussi à déceler, malgré la très grande absorption produite par l'oxygène lui-même, un

rayonnement solaire très faible dans la région de longueur d'onde $2\ 100\ \text{\AA}$.

Les mesures de l'absorption atmosphérique permettent de doser cet ozone, par utilisation de la bande de Hartley ou de bandes d'absorption beaucoup moins intenses : bandes de Huggins (7), très accidentées, vers $3\ 300\ \text{\AA}$; bandes de Chapuis (8), dans le rouge et l'orangé. L'ozone atmosphérique, s'il était séparé à l'état pur et ramené aux conditions normales, formerait une couche d'environ 3 mm. d'épaisseur.

La quantité d'ozone est d'ailleurs variable d'un jour à l'autre, comme Fabry et Buisson l'avaient constaté (2), (4) et d'un point de la terre à l'autre. Dobson (9) et ses collaborateurs ont réalisé des mesures quotidiennes de l'ozone atmosphérique en divers lieux des deux hémisphères ; ils ont pu constater l'existence :

1° De variations accidentelles, liées aux conditions météorologiques : il y a, dans nos régions, peu d'ozone au voisinage d'un anticyclone ; la proportion est, au contraire, supérieure à la normale au passage d'une dépression cyclonique ; le mécanisme de ces phénomènes n'est pas encore élucidé ; peut-être même ne sont-ils pas absolument généraux ; en effet, récemment Lejay (10) a constaté qu'au voisinage de Shanghai les anticyclones coïncident avec des maxima d'ozone ;

2° D'une grande variation annuelle, avec maximum en mars-avril et minimum en septembre-octobre, dans l'hémisphère Nord ; cette oscillation croît avec la latitude en même temps que la valeur moyenne annuelle : dans nos régions, l'amplitude des variations atteint 50 o/o de la valeur moyenne.

L'ozone n'est pas uniformément répandu dans l'atmosphère ; le problème de sa répartition verticale a donné lieu à de nombreux travaux, dont je parlerai plus loin.

L'étude de l'ozone atmosphérique, de sa formation, de son

équilibre, de ses variations, a provoqué, pendant ces dernières années, de nombreuses recherches ; leur champ s'est élargi peu à peu lorsque les progrès successifs ont fait entrevoir l'existence de relations insoupçonnées entre des phénomènes distincts en apparence. A l'ozone atmosphérique ont été rattachées plus ou moins étroitement des questions très diverses de biologie, de chimie-physique, de météorologie, de physique du globe, d'astronomie, de physique pure..., notamment : température de la haute atmosphère, propagation des ondes sonores et des ondes électriques à grande distance, rayonnement du Soleil, aurore polaire, lumière du ciel nocturne, etc.

2. Je me suis proposé une contribution à l'étude de l'ozone atmosphérique, par une méthode simple de spectroscopie visuelle.

MM. Cabannes et Dufay ont en effet montré, dans un article paru en 1926 (11), que l'absorption par l'ozone atmosphérique dans le rouge et l'orangé est suffisante pour être mesurée. Sur les conseils de M. le professeur Cabannes, je me suis décidé, en 1928, à entreprendre le travail que j'expose ici.

La réalisation d'une méthode visuelle, rapide et commode, pour l'étude de l'ozone atmosphérique, présentait *a priori* plusieurs points intéressants : confirmation des mesures effectuées dans l'ultra-violet ; simplification des dosages quotidiens et adoption possible de la nouvelle méthode par les stations météorologiques ; possibilité de mesures nocturnes d'ozone par visée de la Lune ; observation relativement facile en lumière orangée du Soleil près de l'horizon, capable d'apporter de nouvelles indications sur la répartition de l'ozone dans l'atmosphère.

Je diviserai mon exposé en quatre parties :

Dans la première, je donnerai quelques précisions sur les propriétés absorbantes de l'ozone dans le spectre visible et

sur l'observation des bandes de Chappuis dans le spectre solaire.

La deuxième partie sera une description et une étude du spectrophotomètre que j'ai construit pour mes mesures.

Dans la troisième partie j'expliquerai les deux méthodes que j'ai employées pour le dosage atmosphérique ; visée directe du Soleil ou de la Lune et méthode du ciel bleu ; je donnerai les résultats de mes mesures.

J'aborderai dans la quatrième partie, le problème de la répartition en altitude de l'ozone atmosphérique, en insistant particulièrement sur les résultats de mes propres recherches.

Le plus grand nombre de mes mesures ont été effectuées à Montpellier, dans la banlieue ouest de la ville. Pour les études concernant la transparence de l'atmosphère et l'astrophysique, divers observateurs ont signalé le climat exceptionnellement favorable de cette ville.

Du 15 août au 15 septembre 1933 j'ai séjourné à l'observatoire du Pic-du-Midi (altitude 2 850 m.), dont la remarquable situation m'a permis plusieurs mesures par visée directe du Soleil jusqu'à l'horizon. Je tiens à remercier M. Dauzère, directeur, pour son bienveillant accueil, et la Société des Amis de l'Institut et Observatoire de physique du globe du Pic du-Midi, qui m'avait attribué une bourse.

Pendant plusieurs années de travail, M. le professeur Cabannes a mis à ma disposition toutes les ressources de son laboratoire, à la Faculté des Sciences de Montpellier, et il m'a guidé de ses précieux conseils. C'est un agréable devoir pour moi de lui exprimer ici mon affectueuse et respectueuse reconnaissance.

PREMIÈRE PARTIE

ABSORPTION PAR L'OZONE DANS LA RÉGION VISIBLE DU SPECTRE. OBSERVATIONS DES BANDES DE CHAPPUIS DANS LE SPECTRE SOLAIRE

1. Etude au laboratoire des propriétés absorbantes de l'ozone dans la région visible du spectre. — L'ozone possède des bandes d'absorption dans la région visible du spectre, en particulier dans l'orangé et le rouge. A cette absorption est due la couleur bleue de ce gaz, lorsqu'il est vu sous une épaisseur suffisante (une dizaine de centimètres de gaz pur, sous la pression normale).

Ces bandes d'absorption sont appelées « bandes de Chappuis » : elles ont été observées nettement et décrites pour la première fois par cet auteur, en 1880 (8). Chappuis énumérait onze bandes. La liste fut complétée à treize par Schœne (12), en 1884, et vérifiée encore par Landenburg et Lehmann (13).

La courbe spectrale d'absorption a été déterminée par Colange (14) ; elle est reproduite dans la figure I, qui représente les variations du coefficient d'absorption α en fonction de la longueur d'onde λ ; α est défini par l'équation :

$$I = I_0 \times 10^{-\alpha x}$$

où I_0 désigne l'intensité de la lumière incidente et I l'intensité de la lumière qui a traversé une couche d'ozone pur de x cm. d'épaisseur, dans les conditions normales de température et de pression.

La valeur maxima 0,05 de ce coefficient d'absorption est

atteinte pour $\lambda = 6100 \text{ \AA}$ environ. Pour comparer les propriétés absorbantes de l'ozone dans les diverses régions du spectre, on peut calculer, par exemple, l'épaisseur du gaz pur, sous la pression normale, nécessaire pour réduire de moitié diverses radiations : 25 microns suffisent pour $\lambda = 2550 \text{ \AA}$ (maximum de la bande de Hartley); il faut

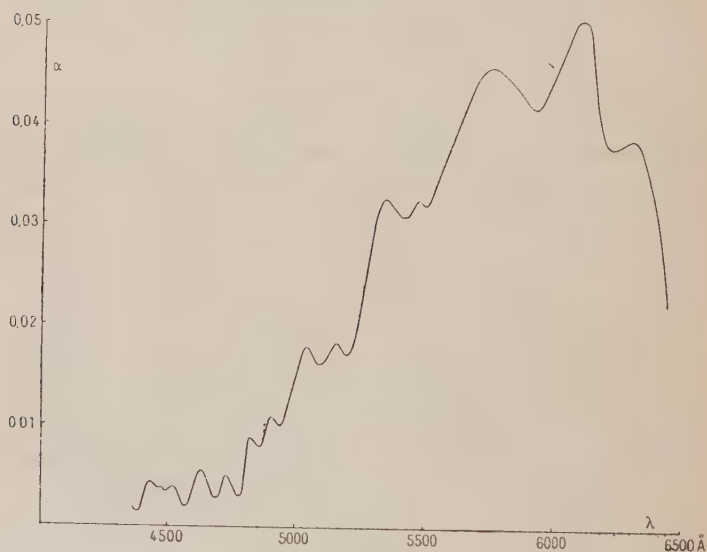


Fig. 1.

2 mm. 3 pour la longueur d'onde $\lambda = 3110 \text{ \AA}$, souvent employée par Dobson dans ses mesures, tandis que 6 cm. sont nécessaires pour $\lambda = 6100 \text{ \AA}$.

2. **Observations qualitatives des bandes de Chappuis dans le spectre solaire.** — Les valeurs connues des coefficients permettent de prévoir l'effet d'absorption sélective produit par l'ozone atmosphérique sur le spectre solaire; l'affaiblisse-

ment de la radiation $\lambda = 6\,100\text{ \AA}$ est de 3 ou 4 o/o quand le Soleil est voisin du zénith ; il peut dépasser 30 o/o quand le Soleil atteint l'horizon.

Il semble, d'après ces nombres, qu'il soit facile de déceler les bandes de l'ozone dans le spectre du Soleil à l'horizon ; mais, en réalité, on ne les a jamais observées directement. L'absorption relativement faible et continue, s'étend sur une large région ; les maxima ne peuvent apparaître nettement sous forme de bandes distinctes qu'à travers quelques centimètres d'ozone pur. D'autre part, de nombreuses bandes de la vapeur d'eau, intenses généralement lorsque le Soleil est bas, se superposent à celles de l'ozone. La « bande de la pluie » s'étend de $5\,850\text{ \AA}$ à $6\,054\text{ \AA}$ et recouvre presque les deux maxima les plus importants du spectre d'absorption de l'ozone. C'est invariablement cette bande que l'on voit quand on examine au spectroscopie le Soleil couchant et il est difficile de discerner, à côté d'elle, sans mesure précise, les bandes de l'ozone.

Cependant Chappuis (8) croit avoir vu ces bandes et les avoir séparées de celles de l'eau. La confusion me paraît certaine ; confiant dans ses observations, Chappuis attribue même, indépendamment de Hartley (15), et presque à la même époque, le bleu du ciel à l'ozone atmosphérique.

Beaucoup plus intéressantes sont les observations faites par Schœne (12), en 1884 : lui aussi prétend avoir vu les bandes de l'ozone atmosphérique, mais c'est en examinant « le spectre de l'atmosphère avant le lever ou après le coucher du Soleil », les observations étant faites par froid intense et ciel lumineux ; il précise que « les bandes ne sont pas visibles distinctement quand le spectroscopie est dirigé directement vers le Soleil lui-même ».

Après avoir maintes fois essayé de voir les bandes de l'ozone dans le spectre du Soleil couchant, je me suis aperçu que l'observation faite par Schœne est facilement réalisable.

Il suffit de regarder l'horizon, s'il est assez clair, au moment où le Soleil est à 5^0 ou 6^0 au-dessous de lui. La région de la bande de la pluie paraît alors *plus lumineuse* que les portions voisines du spectre où se manifeste l'absorption des deux larges bandes principales de l'ozone, vers $5\,750\text{ \AA}$ ⁽¹⁾ et $6\,100\text{ \AA}$. Pour éviter toute erreur d'identification, j'ai photographié ces bandes, sur plaques « Ilford Hypersensitive », avec un spectrographe de Hilger peu dispersif et peu ouvert. La figure 2, planche I, reproduit deux enregistrements juxtaposés, obtenus avec le microphotomètre enregistreur de Zeiss, de deux spectres : l'un (a) est le spectre de l'horizon au Soleil couchant, réalisé avec une fente fine ; pour l'autre (b) j'ai visé l'horizon, avec une fente plus large, trente minutes environ après le coucher du Soleil ; en (b) les *deux* bandes principales de l'ozone se distinguent nettement des deux côtés de la raie D, et la « bande de la pluie » n'affecte pas leur identification. Le renforcement des bandes de l'ozone par rapport aux bandes de la vapeur d'eau, est dû probablement au trajet compliqué des rayons solaires à travers l'atmosphère, au-dessus des couches basses riches en vapeur d'eau, puisque les bandes de l'eau ne sont pas intenses.

Wulf, Moore et Melvin (16) ont obtenu à l'observatoire du Mont de la Table (Californie) des spectrogrammes analogues aux miens.

3. Résumé des études quantitatives antérieures aux miennes sur l'absorption par l'ozone atmosphérique dans la région visible du spectre solaire. — Cabannes et Dufay (11) ont, les premiers, mis nettement en évidence l'absorption produite par l'ozone atmosphérique dans la région visible du spectre solaire. Cabannes a d'abord montré (17) que les anomalies de la transparence atmosphérique dans le spectre visible,

(1) A la bande $5\,750$ de l'ozone se superpose partiellement la bande α' de l'oxygène.

observées par Fowle au Mont Wilson, provenaient de l'absorption par l'ozone. Puis, en discutant, en particulier, les nombreuses mesures bolométriques de Fowle, qui donnent les valeurs moyennes des densités optiques de l'atmosphère sèche au zénith, Cabannes et Dufay (11) ont constaté que, dans la région $4\,800\text{ \AA}$ - $6\,500\text{ \AA}$, les valeurs de la transparence atmosphérique sont plus faibles que celles déduites de la loi de Rayleigh; ils ont vu que la faible absorption sélective mise ainsi en évidence doit être attribuée à l'ozone atmosphérique, puisque les coefficients d'absorption mesurés par Colange (14), conduisent à des résultats en accord avec ceux de Fabry et Buisson. En éliminant, par un procédé graphique, l'influence de la vapeur d'eau, Cabannes et Dufay ont pu expliquer de la même manière diverses mesures bolométriques de la transparence atmosphérique, obtenues à basse altitude (11) (18).

Je reviendrai plus loin sur leur méthode que j'ai moi-même employée et qui m'a servi de guide lorsque j'ai commencé mes mesures.

Depuis lors ont été publiées quelques études sur l'absorption par l'ozone atmosphérique dans la région visible du spectre solaire.

Fowle (19), reprenant ses résultats, les a interprétés par une méthode analogue à celle de Cabannes et Dufay.

Dufay (20) a montré que les déterminations photographiques de l'absorption atmosphérique, réalisées par Plaskett à l'observatoire de Victoria (Canada) présentent des écarts à la loi de Rayleigh exactement conformes à la courbe d'absorption de l'ozone; il a conclu qu'il est possible d'étudier l'ozone atmosphérique avec un spectrographe quelconque, à optique de verre.

Dans une série de mesures réalisées à Montpellier en 1930 et 1931, Iké Duninowski (21) a mis au point une méthode de dosage de l'ozone atmosphérique par les bandes de Chapuis; son montage comprend essentiellement un spectro-

scope à prisme, sur monture équatoriale ; l'appareil récepteur est un thermoélément linéaire, dans le vide, relié à un galvanomètre enregistreur. Tandis que, pour utiliser les résultats du Mont Wilson, il fallait prendre des moyennes mensuelles, Iké Duninowski a montré qu'il est possible de doser, en quelques heures, l'ozone atmosphérique avec une précision de 5 o/o environ.

Wulf (22) a déterminé l'absorption des radiations visibles par l'ozone au moyen de mesures spectrobolométriques, réalisées avec le spectromètre solaire de la Smithsonian Institution, au Mont de la Table (Californie); des épaisseurs d'ozone, dosées par voie chimique, étaient placées directement sur le trajet des rayons solaires. Les mesures obtenues pour huit jours consécutifs donnent une moyenne qui diffère très peu de la moyenne déterminée pour ces mêmes jours par la méthode de Dobson, mais la méthode ne permet pas de suivre les variations de la quantité d'ozone parce que, pour chaque détermination, l'erreur possible, due aux variations des conditions météorologiques, est aussi importante que ces variations.

DEUXIÈME PARTIE

LE SPECTROPHOTOMÈTRE

1. Principe du spectrophotomètre utilisé. — Lorsque j'ai commencé ce travail, je disposais, dans les collections de la Faculté des Sciences de Montpellier, du spectrophotomètre de Crova (23) ; dans cet appareil les deux spectres à comparer sont juxtaposés et l'on amène à l'égalité deux bandes étroites de même couleur. Après quelques essais j'ai reconnu que ce dispositif n'est ni commode, ni précis.

J'ai donc construit un appareil analogue à la plupart des modèles actuellement préférés, qui emploient un cube photométrique et qui utilisent le principe du photomètre sans écran diffusant (24). Le premier spectrophotomètre de ce genre a été construit par Gouy (25) en 1879, mais ses avantages n'ont été mis en évidence que beaucoup plus tard. L'idée essentielle consiste à utiliser le spectroscopie comme viseur monochromatique : pour cela on place dans le plan où se forme le spectre une fente fine qui isole une radiation simple et, l'oculaire étant enlevé, l'œil regarde à travers cette fente : il voit le prisme et, à travers celui-ci, les objets extérieurs en lumière monochromatique.

On peut classer en deux groupes la plupart des spectrophotomètres utilisant ce principe : dans les uns (montages de Yves (26), Thovert (27), Yvon (28), etc...) le cube photométrique, éclairé par les deux sources à comparer, est placé à l'extérieur du spectroscopie ; pour les autres (appareils de Gouy (25), Lummer et Brodhun (29), Guild (30) etc... ; l'ap-

pareil de Brace (31) est très analogue) deux collimateurs envoient des faisceaux parallèles sur les deux faces du cube, qui est placé juste avant le prisme dispersif.

J'ai préféré cette dernière disposition, moins encombrante que la première, et qui a l'avantage de donner de meilleures images des plages à égaliser.

Mon appareil est essentiellement constitué (fig. 3) par un spectroscope à déviation constante auquel j'ai ajouté un

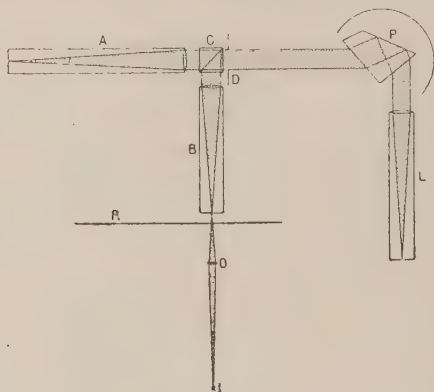


Fig. 3.

deuxième collimateur à angle droit du premier et un cube de Lummer *C*, placé entre les collimateurs et le prisme dispersif ; l'oculaire est enlevé et l'on regarde à travers une fente qui, placée dans le plan focal de la lunette *L*, isole une étroite portion du spectre. L'œil voit ainsi, éclairées en lumière sensiblement monochromatique les plages du cube photométrique dont il peut vérifier facilement l'égalité de brillance. Par le premier collimateur *A* arrive, comme je l'expliquerai, la lumière du Soleil ou du ciel ; le deuxième collimateur *B* reçoit d'une lampe à filament rectiligne *I*, alimentée sous une différence de potentiel constante, de 6 volts environ, par une batterie d'accumulateurs, un flux lumineux réglable au moyen d'un coin absorbant *R*.

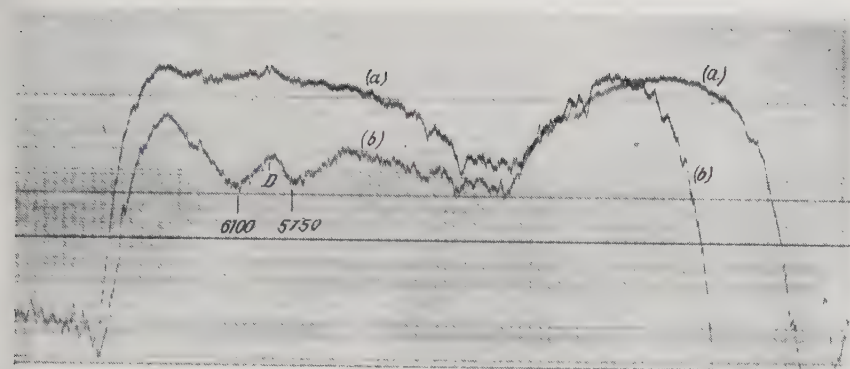


Fig. 2.

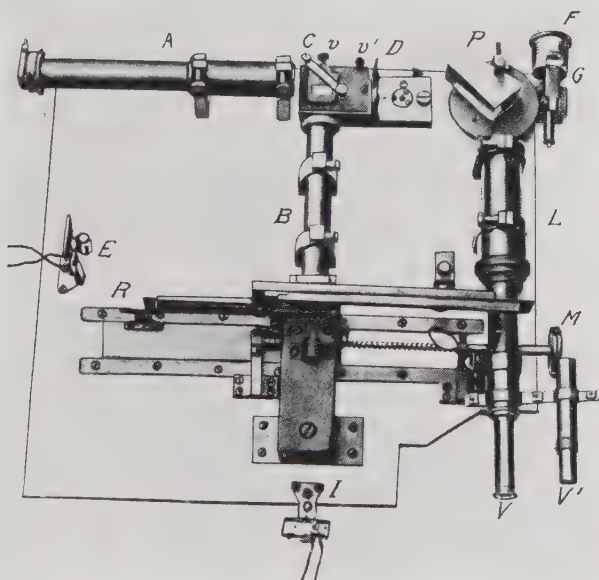


Fig. 4.

2. Description détaillée de l'appareil. — La figure 4, planche I, donne une vue de l'appareil ouvert.

Le premier collimateur *A* et le deuxième *B* sont des lentilles achromatiques ayant respectivement des distances focales de 285 mm. et 210 mm.; la lunette *L* a une distance focale de 285 mm.

La lampe étalon *I* est du modèle de certaines lampes utilisées dans l'éclairage des voitures automobiles. Elle consomme 3,5 watts environ; je m'occuperai plus loin de son alimentation. Son filament rectiligne est, en réalité, boudiné, ce qui n'est pas un inconvénient. Si l'on examine, avec un oculaire, le spectre obtenu, il paraît strié; mais quand l'œil se place, comme je l'ai dit, derrière la fente oculaire sur laquelle se forme, en définitive, l'image de la lampe, il voit les plages éclairées uniformément. Cette forme de filament présente l'avantage d'avoir une largeur appréciable; l'image finale monochromatique, obtenue sur la fente oculaire, peut ainsi coïncider en largeur avec l'image de la fente du premier collimateur.

Une lentille *O* de courte distance focale (22 mm.) projette sur le coin photométrique *P* une petite image du filament de la lampe, assez longue cependant (2 mm. 7) pour éviter les effets des irrégularités et des poussières du coin et pour que son image définitive recouvre complètement en hauteur la fente oculaire.

La fente, inutile, du collimateur *B* est largement ouverte.

Le coin photométrique *R*, employé pour l'égaleisation des plages, peut être mis en mouvement rapide, longitudinalement, par une vis sans fin, entraînée par le bouton molleté *M*. Les déplacements du coin sont appréciés à la loupe sur une règle en verre dépoli, graduée en millimètres et solidaire du coin, qui se déplace devant l'image très petite et fixe d'une deuxième lampe à filament rectiligne *E*.

J'ai utilisé successivement deux cubes photométriques de Lummer et Brodhun. On sait que ces cubes sont construits

en juxtaposant convenablement par leurs faces hypothénuses deux prismes à réflexion totale. Dans le premier modèle employé les faces hypothénuses sont en contact optique et les parties réfléchissantes obtenues par des bandes creusées dans le verre. J'ai préféré le deuxième modèle dans lequel les deux faces sont entièrement collées au baume et les parties réfléchissantes argentées ; les lignes de séparation des bandes disparaissent mieux lors de l'égalisation des plages.

Lummer et Brodhun ont fait remarquer (29) que les lignes de séparation des plages ne peuvent être fines et nettes, que si leur direction est horizontale, je veux dire perpendiculaire à l'arête dispersive du prisme. « Pour toute autre direction

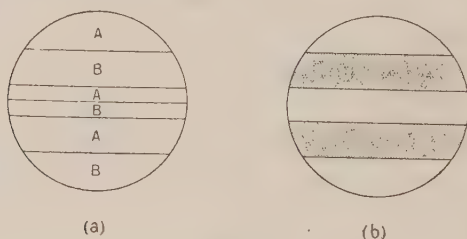


Fig. 5.

les limites sont estompées et même accompagnées d'une lisière colorée ». Cet effet est dû à la dispersion par le prisme.

La figure 5 (a) montre la disposition des plages du cube ; les trois bandes marquées A sont éclairées par le collimateur A, les trois autres, B, par le collimateur B. J'ai fait beaucoup de mesures par simple égalisation des plages, mais j'ai aussi employé la méthode du contraste : une des bandes A et une des bandes B sont affaiblies de 8 o/o environ, suivant la manière ordinaire, en interposant simplement une lame de verre sur les faisceaux correspondants ; lors de l'égalisation l'aspect du champ est alors celui représenté par la figure 5 (b). Si les plages à comparer ont exactement la

même couleur, l'emploi du contraste n'augmente pas sensiblement la précision des pointés, mais il rend les mesures plus rapides et moins fatigantes.

Le cube photométrique est porté par une plateforme qui permet, au moyen de deux vis v et v' , un réglage en direction, par rapport aux deux collimateurs, et en inclinaison.

Après traversée du cube, les faisceaux parallèles juxtaposés venant des deux collimateurs traversent un diaphragme circulaire D , ayant un diamètre de 15 mm. ; les plages sont ainsi vues de l'œilletton sous un angle de 3° environ.

Le prisme à déviation constante P de Pellin-Broca, en flint dense, est convenablement placé sur une plateforme, dont la rotation, commandée par une vis, peut être réperée par un index sur la graduation hélicoïdale que porte un cylindre F . Cette graduation est faite en longueurs d'onde, par millième de micron ; elle peut être vérifiée en observant avec un oculaire, à travers la fente œilleton, les raies du spectre solaire.

J'ai utilisé, comme œilleton des fentes de diverses dimensions. Pour la majorité de mes mesures, la fente a gardé une largeur de 0 mm. 25, correspondant à une largeur spectrale de 50 Å environ dans le rouge, 20 Å dans le bleu. L'intervalle spectral total délimité par l'appareil est égal à cette largeur spectrale si la fente d'entrée du collimateur A est infiniment fine ; sinon il est donné par la somme des largeurs spectrales des fentes d'entrée et de sortie, mais le facteur de transmission de l'appareil est maximum au centre de l'intervalle et nul aux bords (32).

Pour les visées sur le Soleil la fente du collimateur A est étroite ; pour les mesures sur le ciel, je lui donne la même largeur qu'à la fente de sortie. J'ai vérifié, par les méthodes de calcul indiquées par Ribaud et Peychès (33), que, dans les deux cas, les corrections dues aux largeurs des fentes sont négligeables.

En général, au lieu d'observer directement à travers la

fente oculaire, je regarde les plages à travers un *viseur* V, disposé derrière cette fente. Il permet une observation plus commode ; il corrige la myopie de l'œil pour le vert, le bleu et le violet ; il augmente un peu (de 3° à 4°) le diamètre apparent des plages et facilite donc les mesures photométriques.

La figure 4 montre aussi un autre viseur V' (lunette de Galilée) qui, voisin du premier, permet de lire sans déplacement et sans éblouissement, le tambour F gradué en longueurs d'onde qui commande la rotation du prisme dispersif. Les rayons lumineux sont réfléchis sur un petit prisme à réflexion totale, G. Les mesures peuvent être rapides puisque, sans sortir la tête du voile noir — indispensable si les mesures sont faites au dehors — l'observateur peut amener sur la fente oculaire la radiation qu'il désire, obtenir l'égalisation des plages par déplacement du coin et apprécier ce déplacement.

Toutes les pièces sont montées, de manière robuste et stable, sur une plateforme légère en aluminium de 48 cm. sur 50 cm. Le cube et le prisme dispersif sont abrités dans une boîte en fer noirci non représentée sur la figure. La plateforme d'aluminium s'adapte sur une table qui porte aussi les accumulateurs et les appareils électriques de contrôle.

3. Réglage. — Le réglage, facile, consiste à amener en coïncidence, aussi rigoureusement que possible, sur la fente œilleton, les images monochromatiques de la fente du collimateur A et du filament de la lampe étalon. Les deux images doivent, en effet, être à la fois sur l'œil de l'observateur et assez petites pour que la pupille les reçoive entièrement. Si le réglage est mal fait, on constate que les plages paraissent déborder les unes sur les autres et que l'égalisation, obtenue pour une position de l'œil, s'altère quand l'œil se déplace.

Dans mon appareil la fente oculaire a une hauteur fixe de

3 mm. 5. L'image de la lampe étalon projetée sur cette fente est légèrement plus haute. La vis v' permet de déplacer verticalement cette image pour qu'elle recouvre totalement la fente. La hauteur utile de la fente du collimateur A est ainsi déterminée. Il suffit alors de produire, par action sur la vis v , un déplacement horizontal amenant la coïncidence voulue des images monochromatiques. Pour cela on peut, par exemple, remplacer le prisme dispersif P par un prisme à réflexion totale ; mais cette manœuvre peut être évitée : quand on a un peu d'habitude, on arrive à ce réglage, plus vite et avec autant de précision, en essayant de réaliser l'égalité des plages alternativement au point de vue brillance ou au point de vue couleur ; il convient, pour cela de choisir la région jaune ou orangée du spectre, dans laquelle la dispersion est faible et l'impression de couleur rapidement variable.

4. **Etalonnage du coin photométrique.** — Parmi les nombreux moyens que l'on peut utiliser pour graduer la lumière de la source de comparaison, j'ai préféré l'emploi d'un coin photométrique. Ce procédé est commode. Il permet de faire varier l'affaiblissement dans de grandes limites. D'autre part les constructeurs réalisent généralement des coins pour lesquels la densité optique est fonction linéaire de la distance à un point fixe ; dans ces conditions à une erreur relative constante pour les pointés photométriques correspond une erreur absolue constante sur le déplacement du coin.

J'ai vérifié rapidement, sur une assez grande portion du coin, que sa densité est fonction linéaire de la distance x à un point fixe. Pour cela j'ai étudié le coin au microphotomètre enregistreur de Zeiss. Soit $\Delta = f(x)$ la densité. L'intensité i du flux lumineux tombant sur la cellule photoélectrique du microphotomètre est donnée par :

$$\log i = \log i_0 - \Delta = \log i_0 - f(x) ;$$

j'ai fait successivement deux enregistrements ; pour le second le point de départ était différent du premier et j'avais modifié l'intensité i_0 du flux incident. J'ai constaté que les deux courbes d'enregistrement, obtenues sur deux plaques, peuvent se superposer exactement, c'est-à-dire que l'on peut avoir $\log i_0 - f(x) = \log i'_0 - f(x + h)$ ou encore $f(x + h) - f(x) = \log i'_0 - \log i_0 = \text{constante}$.

La fonction $f(x)$ est donc linéaire.

Il était nécessaire d'étudier le coin avec une précision au moins égale à celle des mesures que je me proposais. J'ai fait un étalonnage minutieux, point par point, avec mon spectrophotomètre lui-même, en réalisant exactement les conditions habituelles d'emploi.

J'ai comparé l'absorption du coin à celle d'un système de polariseurs, par le montage suivant, dont la figure 6 montre le schéma :

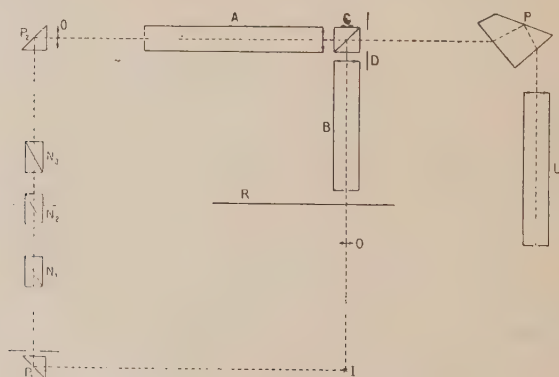


Fig. 6.

J'ai comparé, au moyen de mon appareil, pour diverses régions du spectre visible, deux flux lumineux émis par la lampe étalon : l'un d'eux traverse, comme dans toutes mes mesures, la lentille O , le coin photométrique R et le collimateur B avant d'arriver sur le cube ; l'autre, émis à angle droit

du premier, réfléchi sur un premier prisme à réflexion totale P_1 , traverse successivement un diaphragme, un nicol fixe N_1 , un polariseur mobile N_2 , à faces normales, un deuxième nicol fixe N_3 , le prisme à réflexion totale P_2 , la lentille achromatique O' et pénètre enfin dans le collimateur A ; je projette ainsi sur la fente du collimateur A que j'ouvre largement, comme pour B , une image du filament de la lampe; je choisis les distances IP_1P_2O' de manière que les deux images monochromatiques finales obtenues sur la fente œilleton soient de mêmes dimensions et je règle leur coïncidence. Le polariseur mobile N_2 (prisme d'Ahrens) est monté sur un cercle divisé permettant de repérer sa position à une minute près. Le facteur de réduction obtenu par les trois polariseurs est proportionnel à $\cos^2 \alpha \cos^2 \beta$, α et β étant les angles des sections principales de N_1 et N_3 avec la section principale de N_2 .

J'ai employé successivement deux coins. Pour tous deux j'ai trouvé que la densité en lumière monochromatique varie linéairement en fonction du déplacement; mais ils ne sont « neutres » ni l'un ni l'autre. Pour le premier, en gélatine teintée, la variation de l'absorption avec la couleur était grande. Le deuxième, « coin Golderg au graphite », donne une densité presque indépendante de la longueur d'onde entre $5.000 \text{ \AA}$ et $6.000 \text{ \AA}$.

TABLEAU I

Longueur d'onde	« Constante » du coin
6.800 $\text{\AA}$	0,1483
6.650	0,1495
6.490	0,1514
6.200	0,1570
6.150	0,1576
6.100	0,1585
5.550	0,1656
5.230	0,1665
4.950	0,1665
4.900	0,1670

Le tableau I indique pour diverses longueurs d'onde, les valeurs adoptées pour la « constante » du deuxième coin : sous ce nom les constructeurs désignent la variation de densité par centimètre. Dans le montage indiqué j'ai déterminé les longueurs d'onde en recevant la lumière, à la sortie de la fente oculaire, dans un spectroscopie auxiliaire, lui-même gradué.

5. **Alimentation de la lampe étalon.** — La lampe étalon est alimentée, sous une différence de potentiel constante, de 6 volts environ, par une batterie d'accumulateurs au plomb de 60 ampères-heure. Pour mes premières mesures j'ai admis la constance du régime d'alimentation pendant la durée d'une série de mesures (2 heures environ). Par la suite j'ai voulu vérifier cette hypothèse et j'ai même prétendu obtenir une brillance de la lampe constante d'un jour à l'autre. J'ai été amené à adopter le dispositif d'« alimentation à résistance constante » proposé par Ribaud (32) (34).

Préalablement j'ai étudié comment varie la brillance B de la lampe en fonction du courant i d'alimentation, avec un montage semblable à celui utilisé pour l'étalonnage du coin : au lieu de comparer deux faisceaux venant de la lampe étalon, je compare la lampe étalon, traversée par le courant i , et une deuxième lampe constante. Je garde les polariseurs N_1, N_2, N_3 qui facilitent les mesures.

On peut exprimer ces variations de diverses manières. On peut, par exemple, dire que, au voisinage du régime normal d'alimentation, une variation $di = 0,0002$ ampère correspond environ à un déplacement du coin de 0 mm. 1. Si l'on veut comparer ces résultats à ceux indiqués par Ribaud (32), pour les lampes pyrométriques à filament de tungstène dans le vide, posons la même relation que lui :

$$\frac{dB}{B} = K \frac{di}{i},$$

entre la variation relative $\frac{dB}{B}$ de brillance et la variation relative $\frac{di}{i}$ du courant. Mes mesures donnent :

$K = 6$ environ dans le rouge et l'orangé.

$K = 8$ dans le vert et le bleu.

J'ai vérifié d'autre part que, pour ma lampe, la variation relative $\frac{di}{i}$ du courant est sensiblement égale à la variation relative $\frac{dR}{R}$ de la résistance du filament.

Enfin j'ai réalisé le dispositif de Ribaud, au moyen de résistances $R_1 = 2$ ohms, $R_2 = 6$ ohms, $R_3 = 22,5$ ohms, en constantan, et d'un galvanoscope Carpentier, analogue à celui du pyromètre de Ribaud : sa résistance $\rho = 20$ ohms environ et une division de l'échelle correspond à 10 microampères. Pour le régime normal d'alimentation le courant traversant la lampe est $i = 0,56$ ampère et la résistance de la lampe $R = 7,50$ ohms. Si j'apprécie $\frac{1}{10}$ de division sur le galvanoscope, je peux déceler une variation relative $\frac{di}{i} = 3 \times 10^{-5}$ du courant d'alimentation. La précision est suffisante puisque le déplacement correspondant du coin photométrique serait un centième de millimètre environ.

L'expérience m'a montré que le régime normal d'alimentation s'établit rapidement dans la lampe, en un temps de l'ordre de la minute.

6. Précision des pointés photométriques. — La densité D du coin photométrique, au moment où est obtenue l'égalisation des plages est :

$$D = \log \frac{i'}{i}$$

i et i' désignant les flux lumineux provenant des deux collimateurs A et B; i' est pratiquement constant : donc l'erreur dD sur la densité qu'il faut réaliser avec le coin permet

d'évaluer l'erreur relative $\frac{di}{i}$ des pointés photométriques ; on a $|dD| = \frac{1}{2,3} \left| \frac{di}{i} \right|$. Il est facile d'apprécier dD puisque la densité du coin est fonction linéaire de son déplacement. J'ai constaté, dans mes mesures que, lorsque l'appareil est bien réglé et les plages pas trop sombres, je détermine, par mes pointés, la position du coin à un dixième de millimètre près, en moyenne ; donc $dD = 0,0016$ environ et, par suite, $\frac{di}{i} = 3$ ou 4 millièmes.

L'incertitude est un peu plus grande vers les extrémités du spectre visible, surtout dans le bleu et le violet. C'est la raison pour laquelle je n'ai pas fait de mesure pour des longueurs d'onde inférieures à $4\,900 \text{ \AA}$.

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE PREMIER

Dosage de l'ozone atmosphérique par visée directe du Soleil (ou de la Lune).

1. **Principe des mesures.** — J'utilise ici la méthode qu'ont employée Cabannes et Dufay (11), (18), pour l'interprétation des mesures bolométriques de la transparence atmosphérique. On détermine expérimentalement la densité optique Δ de l'atmosphère, dans la direction verticale, pour diverses longueurs d'onde λ , en appliquant la loi de Bouguer :

$$\log I = \log I_0 - m\Delta,$$

qui relie l'intensité I du rayonnement solaire à la masse m d'air traversée (en prenant pour unité la masse d'air suivant la verticale au-dessus de l'observateur). L'étalonnage du coin absorbant donne $\log I$, à une constante près ; on construit les droites $\log I = f(m)$ et l'on en déduit les densités optiques Δ de l'atmosphère, suivant la verticale, pour les longueurs d'onde étudiées.

Pour mettre en évidence et évaluer l'ozone atmosphérique on construit alors la courbe représentant les variations de la densité optique Δ en fonction de λ : elle montre qu'il existe dans l'orangé et le jaune une absorption sélective qui doit être attribuée à l'ozone. On évalue facilement la densité optique du gaz absorbant et, en divisant cette valeur par les

coefficients d'absorption de l'ozone, on obtient l'épaisseur de la couche d'ozone, évaluée en centimètres dans les conditions normales.

J'ai choisi, pour ces mesures, une dizaine de longueurs d'onde convenablement réparties : d'abord par rapport à la courbe spectrale de l'ozone ; il convient d'encadrer, autant que possible, la région d'absorption et de prendre, dans celle-ci des maxima ou des minima ; d'autre part il faut éviter les régions des bandes telluriques et, tout particulièrement, les bandes très nombreuses de la vapeur d'eau ; j'ai déjà signalé que leur présence constitue la plus grave difficulté pour l'observation des bandes de Chappuis. Pratiquement les mesures portent toujours sur une largeur finie du spectre, déterminée par les largeurs des fentes du spectrophotomètre. Il faut que la largeur de l'intervalle spectral étudié soit assez faible et corresponde à une valeur définie du coefficient d'absorption atmosphérique et du coefficient d'absorption de l'ozone. La limite ainsi imposée est relativement grande car l'absorption atmosphérique ne varie pas très vite avec la longueur d'onde, dans le spectre visible, et, d'autre part, les bandes de Chappuis sont larges. Dans les mesures par visée directe du Soleil on n'est pas gêné par le manque de lumière et l'on pourrait réduire beaucoup la fente du collimateur A ; j'ai préféré laisser à cette fente une largeur de 0 mm. 1 environ pour obtenir, par les deux collimateurs A et B, des largeurs spectrales comparables et augmenter ainsi la précision des pointés photométriques. Dans ces conditions l'intervalle spectral total transmis par l'appareil est de 80 Å environ vers 6800 Å, et de 30 Å vers 4880 Å. J'ai parfois essayé une fente de 0 mm. 25 ; mes mesures m'ont montré que l'application de la loi de Bouguer est encore légitime.

Voici la série des longueurs d'onde que j'ai ordinairement étudiées ; comme les largeurs de fente ont parfois varié

j'indique seulement les longueurs d'onde correspondant aux centres des intervalles spectraux :

6 800 Å	6 650 Å	6 490 Å	6 200 Å	6 100 Å
5 550 Å	5 230 Å	4 950 Å	4 900 Å	

2. **Marche des observations.** — Pour étudier la lumière solaire, la méthode la plus simple consiste à projeter l'image du Soleil sur la fente du spectrophotomètre. Celle-ci joue alors, dans l'angle solide utile du collimateur, le rôle d'une source ayant pour brillance la brillance apparente du Soleil. En somme, on utilise une fois de plus le principe du photomètre sans écran diffusant. Les différences de brillance entre les points de la surface solaire (centre et bords, taches, facules, etc...) n'interviennent pas.

Pour obtenir la fixité de l'image du Soleil, j'emploie un héliostat; initialement j'ai pris celui de Silbermann, plus tard celui de Prazmowski, beaucoup plus simple et moins encombrant : un miroir plan tourne autour d'un axe, situé dans son plan et parallèle à l'axe du monde, avec une vitesse angulaire qui est exactement la moitié de la vitesse du mouvement diurne du Soleil; il renvoie ainsi les rayons solaires dans une direction fixe. Un deuxième miroir, porté par un support à vis calantes, permet de renvoyer les rayons dans la direction du collimateur A du spectrophotomètre; de temps en temps, si le réglage est mal fait, on ramène l'image du Soleil à la même place par action sur les vis.

Une lentille achromatique, ayant un mètre de distance focale, projette sur la fente du collimateur A l'image du Soleil. Seule intervient, dans les mesures, la portion de cette fente, ayant une longueur de 3 mm. 5, qui est finalement projetée sur la fente oculaire.

Pour pouvoir amener à l'égalité les plages du cube photométrique, éclairées, les unes par le Soleil, les autres par la lampe, je réduis la brillance du Soleil par un écran, placé

avant la lentille ; il est formé de deux ou trois plaques photographiques exposées, développées et fixées ; sa densité optique est comprise entre 3 et 4.

Mes observations doivent être faites dans les deux heures suivant le lever du Soleil ou précédant son coucher ; il est généralement inutile de les prolonger vers le milieu de la journée, car la masse m d'air traversée varie alors très peu dans un long intervalle de temps, exposé à des variations atmosphériques. On peut admettre, en moyenne, que m doit être compris entre 2 ou 3 et 8 ou 10, c'est-à-dire que la distance zénithale du Soleil doit varier entre 60° ou 70° et 83° ou 85° . Pour atteindre des hauteurs solaires plus faibles, une position privilégiée d'observation est nécessaire et, d'autre part, une complication intervient à cause de la répartition non uniforme de l'ozone dans l'atmosphère.

J'ai réalisé mes premières mesures, très espacées, pendant un ou deux ans, au sommet d'une tour (Tour Buffel), située dans la banlieue ouest de Montpellier. Plus tard j'ai renoncé, en principe, à la méthode de visée directe du Soleil et je me suis contenté, pour quelques mesures, d'une situation beaucoup moins favorisée, au voisinage de mon habitation, sur une colline à l'ouest de Montpellier.

Pour obtenir la série de mesures nécessaires à un dosage de l'ozone atmosphérique, j'amène, les uns après les autres, sur la fente oculaire, les divers intervalles spectraux à étudier, je règle chaque fois l'égalisation des plages par déplacement du coin photométrique, j'évalue ce déplacement et l'instant de la mesure. En règle générale, comme les mesures doivent être rapides, je ne fais qu'un pointé pour obtenir une égalisation et je passe tout de suite d'une longueur d'onde à une autre. Je fais donc défiler successivement les diverses portions du spectre et je recommence aussitôt. Il faut compter sur un temps compris entre une demi-minute et une minute pour chaque égalisation. Il est facile de voir que, lorsque le Soleil est bas, on a juste le

temps d'étudier une fois le spectre et déjà la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon a varié d'un degré. En effet, soit Z la distance zénithale du Soleil, λ la latitude du lieu d'observation, δ la déclinaison du Soleil, H l'angle horaire ; on a :

$$\cos Z = \sin \lambda \sin \delta - \cos \lambda \cos \delta \cos H ;$$

d'où :

$$dZ = \frac{-\cos \lambda \cos \delta \sin H}{\sin Z} dH ;$$

soit $dH = 5$ minutes $= 1^{\circ}15'$; prenons $\cos \lambda = 0,7$ environ pour nos latitudes ; quand le Soleil est à l'horizon $\sin Z = 1$; prenons $\cos \delta = 1$ et $\sin H = 1$ (cas les moins favorables) ; on obtient :

$$dZ = 0^{\circ}53', \text{ soit environ } 1 \text{ degré.}$$

Lorsque j'ai voulu, à l'observatoire du Pic-du-Midi, pousser les mesures jusqu'à l'horizon, je me suis astreint, pour obtenir des points rapprochés sur mes courbes, à ne plus étudier, lorsque le Soleil est très bas, que deux ou trois longueurs d'onde.

La rapidité des pointés photométriques est, d'ailleurs, un des facteurs qui interviennent quand on veut évaluer la précision des mesures pour une hauteur solaire très faible. L'instant où est réalisée l'égalisation des plages doit être connu à quelques secondes près : ainsi la masse m d'air traversée par les rayons solaires varie de 39 à 27 environ quand le Soleil s'élève d'un degré à partir de l'horizon, soit en 5 minutes environ ; une erreur de 5 secondes sur le temps entraîne, pour le calcul de m , une erreur absolue égale à 0,2 ; il paraît difficile de réduire avec certitude cette erreur à 0,1.

3. Évaluation de l'ozone atmosphérique. Exemples de mesures. — Les observations faites, le dosage de l'ozone atmosphérique est essentiellement un problème graphique.

Il faut d'abord tracer les droites correspondant à la loi de Bouguer,

$$\log I = \log I_0 - m\Delta,$$

pour les diverses longueurs d'onde étudiées. J'ai, en moyenne, une dizaine d'observations pour chaque couleur. Les valeurs de $\log I$ sont calculées, à une constante près, aisément puisque la densité du coin est fonction linéaire de son déplacement; m est évalué d'après l'heure des observations: je calcule la distance zénithale réelle Z du Soleil; s'il est nécessaire je fais la correction de réfraction pour avoir la distance zénithale apparente en fonction de laquelle les tables donnent m ; j'ai utilisé, en général, les tables de masses d'air récemment publiées par Link (35). Je ne calcule évidemment pas m pour chaque pointé. On pourrait faire, par interpolation, une réduction des mesures et ramener à un seul instant une série de pointés faits pour diverses couleurs. Mais l'interpolation est plus précise si l'on profite des droites de Bouguer. Pour cela j'évalue, m graphiquement pour chaque pointé: je construis avec soin, pour une demi-journée d'observations, la courbe représentant les variations de m en fonction de l'heure, les points étant séparés par des intervalles de 20, 10 ou 5 minutes, une minute même lorsque le Soleil est bas. Pour abréger les calculs fastidieux, je calcule Z par logarithmes, d'après les formules:

$$\cos Z = \sin \lambda \sin (\varphi + \delta) \sec \varphi,$$

avec:

$$\operatorname{tg} \varphi = \cotg \lambda \cos H;$$

je calcule, une fois pour toutes, pour les lieux d'observation, φ et $\log \sin \lambda \sec \varphi$, en faisant varier l'heure H de 5 en 5 minutes.

Je peux ainsi construire, directement d'après les mesures, tous les points des courbes $\log I = f(m)$. J'utilise une échelle assez grande pour profiter entièrement de la précision des pointés photométriques.

Pour de belles journées, calmes au point de vue météorologique, les points s'alignent remarquablement sur des droites, pour des valeurs de m inférieures à 10. Il n'est d'ailleurs pas nécessaire que l'air soit très pur ; je peux obtenir de bonnes droites même s'il existe une brume régulière, constante pendant la durée des mesures. C'était,

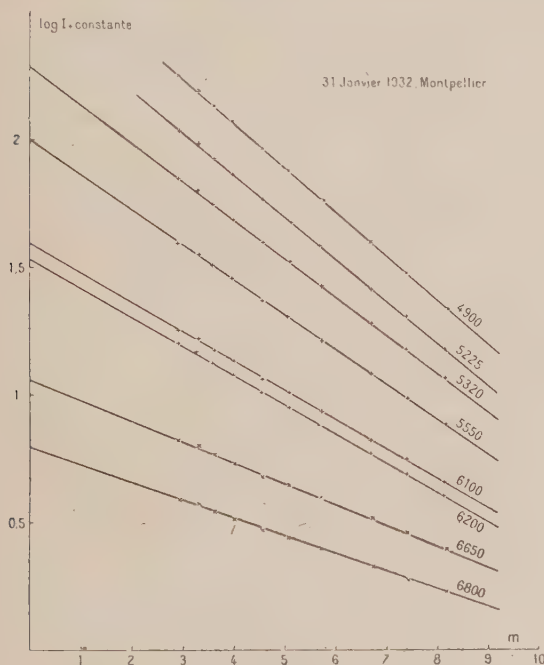


Fig. 7.

par exemple, le cas réalisé le 31 janvier 1932, à Montpellier, dans l'après-midi. La figure 7 montre les courbes obtenues. On voit nettement que la précision est limitée ici, comme dans la plupart des cas, non pas par les erreurs des pointés photométriques, mais bien par les accidents atmosphériques : vers un même moment, pour toutes les longueurs d'onde, tous les points s'écartent sensiblement des droites, soit vers

le haut, soit vers le bas ; les droites sont déterminées cependant sans trop d'incertitude, même dans cet exemple de journée brumeuse.

La pente de ces droites donne la densité optique Δ de l'atmosphère, suivant la verticale, pour les longueurs d'onde étudiées.

J'obtiens des résultats très variables d'un jour à un autre. Le tableau II donne quelques exemples des valeurs obtenues pour Δ ainsi que les valeurs théoriques calculées par appli-

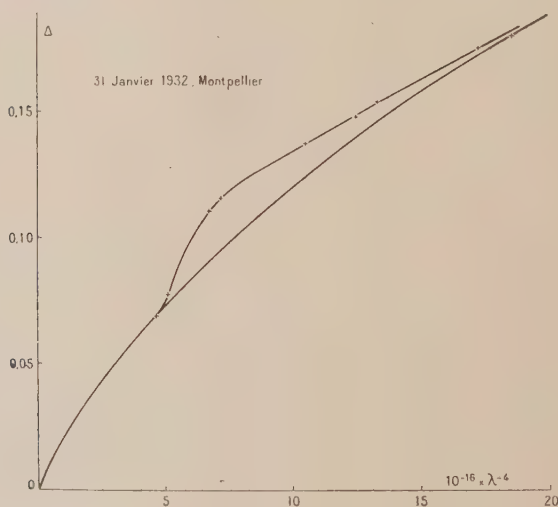


Fig. 8.

cation de la loi de Rayleigh (11), la pression étant normale au point d'observation.

Pour doser l'ozone atmosphérique, on trace ensuite la courbe représentant les variations de Δ en fonction de λ^{-4} . Je reprends (fig. 8) l'exemple de la journée brumeuse, non favorable, du 31 janvier 1932 : une déformation évidente de la courbe se manifeste dans l'orangé et le rouge ; elle est due à l'absorption sélective de l'ozone ; il est possible

d'apprécier la densité optique, au zénith, du gaz absorbant pour $\lambda = 6100 \text{ \AA}$; on en déduit l'épaisseur de la couche d'ozone. La courbe inférieure, que l'on obtiendrait s'il n'y avait pas d'ozone dans l'atmosphère, serait une ligne droite, d'après la loi de Rayleigh, si seule intervenait la diffusion moléculaire. C'est bien le résultat que donnent les mesures spectrobolométriques du Mont Wilson, corrigées de l'influence de la vapeur d'eau. Dans mes déterminations je n'obtiens généralement pas une droite. Il est tout de même assez facile de tracer une courbe continue; en particulier on sait que les écarts entre les deux courbes doivent varier comme le coefficient d'absorption α de l'ozone. En tout cas, seule intervient, pour le calcul de l'ozone, la région voisine du début et, là, l'interpolation est assez aisée.

4. Etude de la courbe $\Delta = f(\lambda^{-4})$; variations de la transparence atmosphérique avec la longueur d'onde. — L'examen du tableau II montre que les valeurs obtenues expérimentalement à Montpellier pour la densité optique Δ de l'atmosphère au zénith sont notablement plus grandes que les valeurs théoriques déduites de la loi de Rayleigh : dans le spectre visible, la diffusion par des particules très petites et par des gouttelettes ou des particules grosses est souvent plus importante que la diffusion moléculaire.

Pour cette raison on peut *a priori* discuter s'il convient de représenter les variations de Δ dans l'échelle en λ^{-4} . Admettant pour la diffusion totale une loi en λ^{-N} , Wulf (22) pense avoir une meilleure représentation en prenant $\log \Delta$ en fonction de $\log \lambda$ et obtenir ainsi, quand on ne tient pas compte de l'absorption sélective par l'ozone, une droite ayant pour pente $-N$. Je pense que cette méthode n'est pas bonne. car, à la diffusion moléculaire variant comme λ^{-4} , s'ajoute la diffusion par des particules de diamètres très variables, correspondant à des valeurs mal définies de N . Quelquefois seulement, j'ai pu mettre à profit une méthode analogue à celle de Wulf, de la manière suivante :

TABLEAU II

	$\lambda = 6800$	$\lambda = 6650$	$\lambda = 6490$	$\lambda = 6200$	$\lambda = 6100$	$\lambda = 5550$	$\lambda = 5320$	$\lambda = 5220$	$\lambda = 4950$	$\lambda = 4900$
30. 1.1932. 31. 1.1932. 44. 9.1932. 5.10.1931. 26. 6.1933. Montpellier										
	0,0566	0,0599		0,0757	0,0837	0,0978	0,0996	0,0896		0,1232
	0,0691	0,0812		0,1135	0,1133	0,1370	0,1480	0,1630		0,1770
	0,0720	0,0775	0,0808	0,0879	0,0995	0,1266	0,1278	0,1300	0,1430	0,1446
	0,0615	0,0633		0,0782	0,0804	0,0930	0,101	0,105		0,118
24. 8.1933. 28. 8.1933. Pic-du-Midi	0,0451	0,0472	0,0502	0,0735	0,0798	0,0872		0,0892	0,0952	0,0973
	0,0147	0,0179	0,0219	0,0270	0,0309	0,0391		0,0479	0,0548	0,0563
Valeurs théoriques (pour une pression normale)	0,0169	0,0166	0,0203	0,0334	0,0363	0,0376		0,0436	0,0499	0,0543
	0,0170	0,0186	0,0206	0,0246	0,0264	0,0386	0,0458	0,0490	0,0620	0,0638

si l'on pose :

$\Delta = \alpha e$ (densité de la couche d'ozone) + Δ_0 (diffusion moléculaire) + D (diffusion par les particules), il se peut que, certains jours, la densité optique D , due à la diffusion par les particules, soit proportionnelle à λ^{-n} ; dans ce cas la quantité $\log [\Delta - \alpha e - \Delta_0]$ varie linéairement en fonction de $\log \lambda$. La figure 9 montre les résultats ainsi obtenus pour la

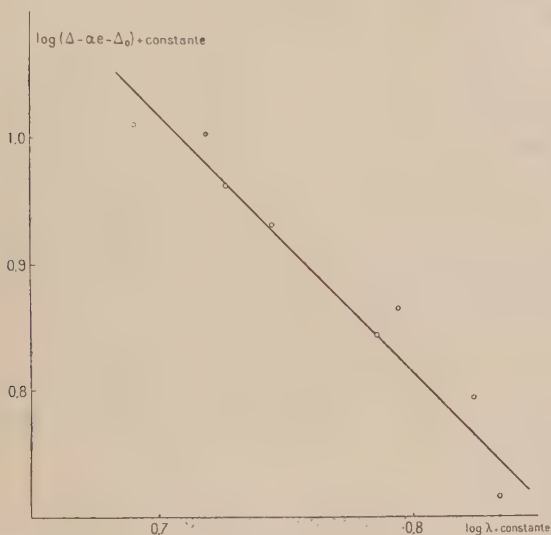


Fig. 9.

mesure déjà citée du 31 janvier 1932 : on obtient sensiblement une droite ayant pour pente -2 environ. Il est intéressant de rappeler que Rocard (36) a pu prévoir une variation comme $\lambda^{-2.5}$ du coefficient d'absorption par les grosses particules dans l'atmosphère de régions maritimes et peu industrielles.

Généralement les résultats ne sont pas aussi simples. Les nombreuses mesures que j'ai faites ne me permettent pas d'entrevoir une relation simple dans les variations de la

transparence atmosphérique avec la longueur d'onde. Par exemple, pour simplifier les dosages de l'ozone atmosphérique, j'ai vainement cherché à relier la densité de l'atmosphère pour la longueur d'onde $\lambda = 6.100 \text{ \AA}$, *la part de l'ozone étant éliminée*, à la densité de l'atmosphère pour les longueurs d'onde $\lambda' = 6.650 \text{ \AA}$ ou $6.800 \text{ \AA}$. Les valeurs se répartissent irrégulièrement et aucune courbe ne peut être tracée avec certitude.

5. Difficulté de la méthode : variations de la transparence atmosphérique au cours des mesures. — Les variations de la transparence atmosphérique au cours des mesures constituent la principale difficulté de la méthode. Les observations ne durent qu'une heure ou deux, après le lever ou avant le coucher du Soleil mais ces moments sont ceux où les variations sont les plus fréquentes. D'autre part les visées sur le Soleil assez bas font intervenir une région étendue du ciel.

Rougier (37) a récemment appelé l'attention sur les fluctuations de l'absorption atmosphérique et sur leur influence prépondérante dans la photométrie astronomique ; il a donné des exemples de ces variations. J'en ai observé de semblables.

Par ciel sans nébulosité il n'est guère possible de prévoir si les mesures permettront de tracer les droites de Bouguer. L'exemple déjà cité du 31 janvier 1932 montre qu'une brume légère ne nuit pas aux observations. Par contre des journées très belles en apparence peuvent donner des points éparpillés et toute la série de mesures doit être éliminée. J'ai rencontré un tel cas, particulièrement frappant, le matin du 23 août 1933, à l'observatoire du Pic-du-Midi. Aussi, pour ne pas risquer d'attribuer à l'ozone des variations de transparence atmosphérique, j'ai toujours étudié systématiquement diverses régions du spectre, l'une au moins ne présentant pas d'absorption sélective par l'atmosphère.

Comme la plupart de ceux qui ont étudié la transparence

atmosphérique, je peux classer en trois catégories les variations observées :

- 1^o Variations passagères rapides ;
- 2^o Variations lentes progressives ;
- 3^o Variations lentes irrégulières.

Les variations passagères donnent des points situés hors des droites de Bouguer ; le plus souvent ils peuvent être discernés facilement par examen des courbes (fig. 7).

Les variations lentes empêchent en général les mesures.

Divers cas peuvent se produire. Fréquemment les points obtenus ne permettent de tracer avec certitude aucune droite ni courbe régulière. Assez souvent, au contraire, je peux dessiner facilement des lignes à courbure plus ou moins prononcée ; elles indiquent une condensation de la brume ou la formation prochaine de nuages. Parfois enfin j'ai obtenu, comme Rougier (37), sur un intervalle de variation de 3 ou $\frac{1}{4}$ unités pour la masse m d'air traversée par les rayons solaires, des droites convenables qui ne correspondent pas du tout à la loi de Bouguer. Les valeurs anormales obtenues par extrapolation pour $\log I_0$ décèlent ces cas exceptionnels. La pente des pseudo-droites obtenues ne donnent nullement la densité optique Δ cherchée. Toutefois, puisqu'il s'agit d'une modification uniforme pour toutes les radiations, il semble que la méthode de calcul employée permet encore d'évaluer l'absorption sélective de l'ozone.

En conclusion, à cause des variations de la transparence atmosphérique au cours des mesures, le dosage de l'ozone atmosphérique par visée directe du Soleil n'est réalisable que de temps en temps. J'ai ainsi perdu des mois pour obtenir quelques mesures. La méthode exposée ne permet que quelques dosages irréguliers, en moyenne 5 ou 6 par mois, à Montpellier.

6. Précision dans l'évaluation de l'ozone atmosphérique. — Les sources d'erreur peuvent se répartir en trois catégories principales :

1° Erreurs des mesures photométriques ;

2° Erreurs dues aux variations atmosphériques ;

3° Erreurs dues aux interpolations graphiques dans la courbe $\Delta = f(\lambda^{-4})$.

1° Si l'on compare, avec mon appareil, la brillance d'une source fixe et celle de la lampe-étalon, la position à donner au coin photométrique pour réaliser l'égalité des plages peut être déterminée à un 1/10^e de millimètre près environ. L'erreur absolue sur la densité optique qu'il faut réaliser avec le coin est donc environ 0,002. Je pense que ce nombre mesure aussi l'erreur absolue sur $\log I$ pour chaque pointé, car le dispositif d'alimentation de la lampe étalon assure pratiquement à celle-ci une brillance constante et, d'autre part, l'incertitude d'étalonnage du coin est négligeable. En effet mes nombreuses mesures m'ont montré que l'on a le droit de supposer la densité du coin fonction linéaire de son déplacement avec une précision supérieure à celle de mon étalonnage.

La masse m d'air traversée par les rayons solaires est connue avec toute la précision des tables tant que m est inférieur à 10.

Il n'est guère possible que mon appareil provoque des erreurs systématiques.

L'image du Soleil est toujours convenablement centrée sur la fente du spectrophotomètre, car, si elle se déplace, je vois immédiatement les plages empiéter les unes sur les autres et je suis obligé, pour faire les mesures, de rétablir le réglage. Certains jours de grand vent, le miroir de l'héliostat étant déplacé, j'ai interrompu plusieurs fois les mesures pour ramener ainsi l'image du Soleil.

Un dérèglement dans la coïncidence des images monochromatiques des deux fentes des collimateurs est également improbable car il se manifesterait par une différence de couleur entre les plages.

Une variation de température peut modifier l'étalonnage

du spectroscopie en longueur d'onde ; il est facile de voir que si l'indice du prisme dispersif varie de 1 à 5×10^{-6} par degré, une variation d'un degré provoque un déplacement angulaire des faisceaux égal à 0,2 ou 1×10^{-5} radian, d'où une variation de longueur d'onde de 0,1 à 0,5 Å dans le rouge. On doit prévoir des variations de 10° environ d'un jour à l'autre ; il est donc nécessaire de vérifier l'étalonnage avant chaque mesure. Pendant une ou deux heures d'observations, on peut ensuite se fier à cet étalonnage.

2° J'ai expliqué les difficultés dues aux variations de la transparence atmosphérique. Ces variations modifient évidemment la précision des résultats adoptés. Pour de très belles journées, en particulier à l'observatoire du Pic-du-Midi, j'estime que les densités optiques Δ de l'atmosphère au zénith sont déterminées à 0,0001 ou 0,0002 près. En général l'erreur est un peu plus grande. Je considère que la mesure est mauvaise et doit être éliminée lorsqu'il y a une incertitude supérieure à 0,001.

L'épaisseur d'ozone traversée par les rayons solaires est pratiquement proportionnelle à la masse d'air quand le Soleil est voisin du zénith, puis elle croît beaucoup moins vite quand le Soleil approche de l'horizon. Il en résulte que la courbe $\log I = f(m)$ n'est pas une droite, pour les radiations absorbées par l'ozone, quand m est grand. Effectivement une légère courbure se manifeste pour $\lambda = 6.100 \text{ Å}$ quand m atteint 8 ou 10. Pour ne pas en tenir compte, je détermine la pente des droites dans l'intervalle :

$$2 < m < 7 \text{ ou } 8.$$

3° La plus grande cause d'incertitude, pour le dosage de l'ozone atmosphérique, se présente quand on a tracé la courbe $\Delta = f(\lambda^{-4})$ et que l'on veut, par interpolation, séparer la densité optique de l'ozone et la densité optique due à la diffusion par l'atmosphère. Il est bon de dessiner les deux

courbes complètes, représentant la densité optique totale et la densité optique due à la diffusion seule, comme les montre la figure 8. Les hésitations dans le tracé de la courbe inférieure proviennent des formes différentes que prend cette courbe suivant les jours.

De nombreux essais m'ont montré que l'on évalue la densité optique αe de la couche d'ozone, pour la radiation de longueur d'onde $6100 \text{ \AA}$, à 0,001 près, en moyenne. Si l'on essaie de refaire les interpolations à plusieurs jours de distance ou si deux personnes comparent leurs résultats, on trouve 0,001 comme limite supérieure moyenne de l'erreur sur αe .

Puisque αe , pour la radiation $6100 \text{ \AA}$, vaut, en moyenne, $\frac{50}{1000} \times 0,3 = 0,015$, l'épaisseur e d'ozone est donc déterminée avec une incertitude inférieure à 10 0/0.

J'admets que tel est l'ordre de grandeur de l'erreur dans l'évaluation des valeurs *relatives* des épaisseurs d'ozone, intéressantes par leurs variations. Pour avoir la même précision dans les valeurs absolues, il faudrait connaître exactement α .

Les mesures précédentes supposent évidemment qu'il n'y a pas dans l'atmosphère d'autre gaz exerçant une absorption sélective sur les radiations étudiées. Cette hypothèse paraît confirmée par mes résultats et ceux des autres chercheurs.

7. Essais d'une méthode courte; détermination rapide de la transparence atmosphérique. — La méthode précédente est longue: elle comporte une centaine de pointés photométriques. Elle a surtout l'inconvénient de n'être que rarement applicable.

J'ai vu une très grande simplification possible, qui permettrait des mesures beaucoup plus nombreuses et plus rapides. Des raisons matérielles ne m'ont guère permis d'en profiter jusqu'ici,

Pour une belle journée les droites correspondant à la loi de Bouguer

$$\log I = \log I_0 - m\Delta,$$

se prolongent avec certitude jusqu'à $m = 0$ et donnent donc, par extrapolation, à une constante près, les valeurs de $\log I_0$ pour les diverses radiations étudiées. Le rayonnement solaire paraît être constant dans la portion visible du spectre; c'est dire que l'on doit pouvoir admettre pour $\log I_0$ des valeurs constantes; tel est, très sensiblement, le résultat que m'ont donné, par exemple, mes séries de mesures réalisées à l'observatoire du Pic-du-Midi. Il ne faut pas oublier que $\log I_0$ est connu seulement à une constante près; pour avoir des nombres invariables, il faut admettre aussi une stabilité parfaite du spectrophotomètre, au point de vue électrique et optique. Quelques mesures longues, de temps en temps, peuvent permettre de vérifier ces hypothèses.

Dès lors, la détermination expérimentale de $\log I$ pour une dizaine de radiations pouvant être réalisée en quelques minutes, les différences $\log I_0 - \log I$ donnent la densité optique $m\Delta$ de l'atmosphère dans la direction du Soleil. Si la précision est suffisante, on peut doser l'ozone atmosphérique. En tout cas il est possible d'évaluer ainsi, en quelques instants, la transparence atmosphérique.

8. Dosages nocturnes par visée de la Lune. — On sait l'intérêt des mesures nocturnes d'ozone pour la recherche des causes de formation de ce corps.

Quand j'ai commencé ce travail, Chalonge avait déjà obtenu quelques dosages nocturnes (38), par étude du spectre de la Lune, mais avec difficulté car la Lune diffuse peu de lumière, en particulier dans l'ultra-violet.

Au contraire la spectrophotométrie visuelle de la Lune est, en principe, aussi facile que celle du Soleil. J'ai donc essayé quelques mesures visuelles de l'ozone pendant la nuit.

J'ai montré que les dosages diurnes d'ozone par visée du Soleil sont assez rarement possibles. Pour les dosages nocturnes les difficultés sont accrues car il faut que les belles nuits coïncident sensiblement avec le moment de la pleine Lune. En conclusion la méthode paraît peu pratique et je n'ai réalisé qu'un très petit nombre de dosages nocturnes. En particulier, pendant mon séjour à l'Observatoire du Pic-du-Midi je n'ai pu faire aucune mesure sur la Lune.

Les observations de la Lune sont tout à fait analogues à celles du Soleil, l'image de la Lune étant projetée par l'intermédiaire des deux miroirs et de la lentille achromatique sur la fente du spectrophotomètre.

J'ai été gêné plusieurs fois par une condensation de vapeur d'eau sur les divers organes de mon appareil, à tel point que j'ai dû abandonner certaines mesures.

Pour éviter les calculs j'ai déterminé expérimentalement, avec un petit théodolite, la distance zénithale apparente du centre de la Lune, à 2 ou 3 minutes près.

On trouvera plus loin (tableau V) le résultat des cinq dosages nocturnes que j'ai pu obtenir. Ils sont trop peu nombreux pour permettre une conclusion dans la comparaison des résultats du jour et de la nuit.

On sait que Chalonge et Götz ont pu réaliser quelques nouvelles mesures nocturnes (39), dont la précision est faible (40) et que, récemment, Barbier, Chalonge et Vassy (41), renonçant à viser la Lune, ont réussi à déterminer l'ozone, d'une manière très satisfaisante, à partir de spectres stellaires.

CHAPITRE II

Dosage de l'ozone atmosphérique par la méthode du ciel bleu.

1. **Principe de la méthode.** — Après de nombreux essais, j'ai vu les difficultés de la méthode de visée directe du Soleil pour le dosage de l'ozone atmosphérique. J'ai pensé qu'il était possible d'adapter, à l'étude visuelle de l'ozone atmosphérique, la méthode du ciel bleu imaginée par Cabannes et Dufay (42) pour l'étude photographique des bandes ultraviolettes de l'ozone. Je rappelle le principe de la méthode : le ciel au zénith est utilisé comme un diffuseur commode, la diffusion des rayons solaires ayant lieu surtout dans les couches basses ou moyennes de l'atmosphère, après traversée des couches hautes riches en ozone. Il est certain que les couches diffusantes sont, en moyenne, plus basses pour le rouge que pour le violet ou l'ultra-violet ; l'emploi de la méthode du ciel bleu est donc indiqué, *a priori*, plutôt pour le spectre visible que pour l'ultra-violet.

Mais dans le spectre visible, l'absorption par l'ozone est faible. Les méthodes utilisées dans l'ultra-violet devaient être évidemment modifiées. Les difficultés dues aux troubles atmosphériques sont comparables quand on veut étudier la diffusion ou l'absorption. Des perturbations inappréciables à l'œil nu peuvent produire des effets supérieurs à l'effet d'absorption que l'on cherche. L'apparition d'un nuage dans une région non visée modifie la brillance du ciel au zénith. Il est donc rare que cette brillance varie réguliè-

rement pendant les deux heures suivant le lever ou précédant le coucher du Soleil.

J'ai tourné la difficulté de la manière suivante : le spectrophotomètre permet la comparaison du ciel au zénith et de la lampe étalon pour divers intervalles spectraux choisis, soit à l'intérieur, soit à l'extérieur de la bande d'absorption de l'ozone, en dehors des régions comprenant des raies de Fraunhofer intenses ou des bandes telluriques. Lorsque les plages du spectrophotomètre ont été égalisées par déplacement du coin photométrique la densité du coin est égale à $\log \frac{i'}{i}$, i' et i désignant les flux lumineux à comparer, émis respectivement par la lampe et par le ciel. Il suffit alors de tracer la courbe représentant, à un instant donné, $\log \frac{i'}{i}$ en fonction de la longueur d'onde : on constate, dans la région d'absorption de l'ozone, une déformation de la courbe qui donne immédiatement la densité optique αx de la couche d'ozone dans la direction des rayons solaires ; x est l'épaisseur d'ozone traversée par les rayons solaires. Une série de mesures de x , obtenues avec différentes distances zénithales du Soleil, donne par extrapolation l'épaisseur de la couche d'ozone suivant la verticale. En prolongeant les mesures lorsque le Soleil est bas sur l'horizon, la variation de x permet d'étudier la répartition de l'ozone en altitude. Cette méthode est pratique et rapide puisque quelques minutes peuvent, à la rigueur, suffire pour une détermination. Il est à remarquer qu'un beau ciel bleu n'est pas nécessaire : j'ai pu faire des mesures par ciel brumeux mais uniforme.

2. **Marche des observations.** — Pour étudier le spectre du ciel au zénith, quand l'appareil est placé au dehors, je recouvre simplement la fente du collimateur A d'un petit prisme à réflexion totale. La portion de ciel visée est délimitée par l'ouverture utile de ce collimateur. Pour certaines mesures j'ai laissé l'appareil à l'intérieur de mon habitation ; j'utilise

alors à l'extérieur un miroir plan, de dimensions suffisantes pour couvrir tout le champ de visée.

J'ai employé généralement dans ces mesures les mêmes longueurs d'onde que dans la méthode de visée directe du Soleil, mais avec des largeurs de fente un peu plus grandes : 0 mm. 25 pour la fente du collimateur A et même largeur pour la fente oculaire. Puisque le collimateur A et la lunette ont même distance focale, les largeurs spectrales des fentes sont égales et l'on a ainsi, pour un intervalle spectral donné, la luminosité maxima. L'intervalle spectral total, transmis par l'appareil est la somme des largeurs spectrales des fentes, soit ici 100 Å environ pour le rouge, 40 Å pour le bleu. Mais le facteur de transmission de l'appareil est maximum pour le centre de l'intervalle spectral et tend vers 0 pour les limites de l'intervalle. J'ai constaté que, pratiquement, l'emploi de ces fentes relativement larges n'apporte aucune complication, en particulier au sujet des valeurs à adopter pour les coefficients d'absorption de l'ozone.

A un autre point de vue l'emploi des fentes larges est avantageux : la méthode employée suppose que l'on a deux spectres continus ; il faut donc éviter autant que possible les raies de Fraunhofer ; j'ai choisi des intervalles ne comprenant pas de raies importantes, mais l'effet des nombreuses raies fines n'est négligeable que si celles-ci sont noyées dans une portion suffisante de spectre continu. J'ai pu vérifier cette hypothèse par la méthode de visée directe du Soleil : les valeurs de $\log I_0$, obtenues par extrapolation pour $m = 0$, avec les mêmes largeurs de fente, pour les divers intervalles spectraux étudiés, donnent, quand on représente les variations de $\log \frac{i}{I_0}$ en fonction de la longueur d'onde, une courbe très régulière, sans déformation.

Comme dans la visée directe du Soleil, les observations doit être faites dans les deux heures suivant le lever du

Soleil ou précédant son coucher. Lorsque le Soleil est bas et que le ciel est très bleu, les mesures pour $\lambda = 6800 \text{ \AA}$ sont pratiquement impossibles, mais elles ne sont pas absolument nécessaires.

3. Evaluation de l'ozone atmosphérique ; exemples de mesures. — Il faut connaître les valeurs de $\log \frac{i'}{i}$ à un ins-

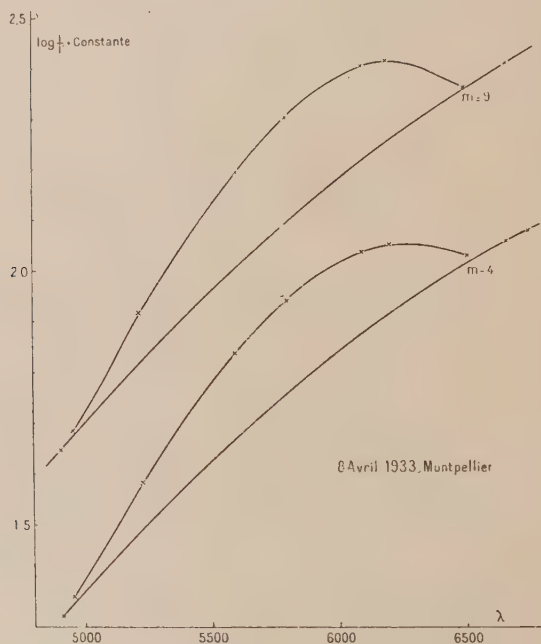


Fig. 10.

tant donné, pour toutes les longueurs d'onde étudiées, tandis que les observations donnent les diverses valeurs réparties à des moments différents. Si l'on a deux séries de mesures rapprochées et si la brillance du ciel a peu varié, l'interpolation est facile. Pour un ensemble de nombreuses mesures, j'ai constaté qu'il est généralement commode de

représenter les diverses valeurs de $\log \frac{i'}{i}$, obtenues pour une longueur d'onde, dans la même échelle que pour la visée directe du Soleil, c'est-à-dire en fonction de la masse m d'air traversée par les rayons solaires. Je parlerai à nouveau de ces courbes dans un prochain paragraphe.

La figure 10 représente un exemple du tracé des courbes $\log \frac{i'}{i} = f(\lambda)$ à un instant donné et montre comment peut être estimée la densité optique de l'ozone atmosphérique dans la direction des rayons solaires.

4. **Précision.** — On peut admettre que, pour chaque point servant à tracer la courbe, les valeurs de $\log \frac{i'}{i}$ sont connues à 0,002 près. L'évaluation de la déformation comporte évidemment une part d'arbitraire mais de nombreux essais montrent que l'incertitude maxima sur la valeur à adopter pour la densité optique de l'ozone est d'environ 0,005 ou 0,006. Pour une distance zénithale du Soleil de 80° environ, favorable aux mesures, cette densité optique vaut environ 0,075 et l'erreur relative dans sa mesure est donc $\frac{1}{15}$ ou $\frac{1}{12}$ environ. C'est aussi l'erreur sur l'épaisseur d'ozone, si l'on suppose le coefficient d'absorption parfaitement connu.

5. **Variations de la brillance du ciel au cours des observations ; nouvelle interprétation de quelques mesures.** — Mon but essentiel dans la méthode exposée ci-dessus, a été de m'affranchir des difficultés causées par les variations irrégulières de la brillance du ciel. J'ai évidemment constaté maintes fois des variations à allure régulière (fig. 11).

Mais la diversité des courbes obtenues m'a montré combien il serait illusoire, en général, d'en chercher une interprétation. Toutefois l'emploi de l'échelle des masses m d'air, pour représenter les variations du logarithme de la brillance

du ciel, m'a paru indiqué *a priori*. S'il ne s'est produit aucun incident atmosphérique pendant la durée des mesures, je trace ainsi des lignes régulières à courbure faible, permettant au besoin de corriger les erreurs des pointés photométriques. Mais la courbure et même le sens de cette cour-

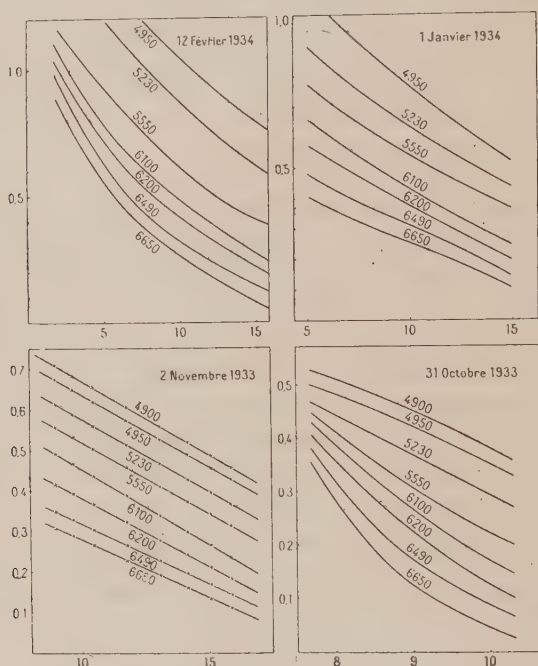


Fig. 11. — Exemples de variations de $(\log i + \text{constante})$ en fonction de m .

bure, peuvent varier d'un jour à l'autre ou d'une longueur d'onde à une autre.

Dans une vingtaine de cas j'ai obtenu des droites pour toutes les longueurs d'onde étudiées, avec une bonne précision, dans un intervalle de quelques masses d'air. On peut attendre ce résultat lorsque la lumière est surtout diffusée par une brume basse. Mais on peut aussi obtenir sensible-

ment le même effet avec une atmosphère très pure, comme je vais l'expliquer par un calcul approximatif. Pour utiliser les tables de masses d'air je conduis ce calcul suivant la méthode proposée par Chalonge (43).

Cherchons l'intensité de la lumière diffusée suivant la verticale et arrivant à un observateur O (fig. 12), pour une radiation que nous supposons ici ne subir aucune absorption sélective de l'atmosphère. Négligeons la diffusion secondaire. Soit I_0 l'intensité de la radiation solaire en dehors de l'atmosphère, Z la distance zénithale du Soleil, m la masse d'air traversée par les rayons arrivant en O. Supposons l'atmosphère isotherme et la pression à l'altitude h donnée par $p = p_0 \times 10^{-Ah}$.

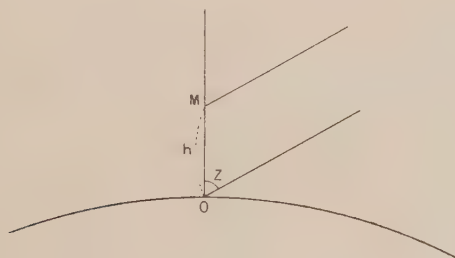


Fig. 12.

Avant d'arriver à un point M de la verticale OZ, la radiation solaire a traversé une masse d'air qui, dans les hypothèses faites, a pour valeur $m \times 10^{-Ah}$. Si d est le coefficient de diffusion, l'intensité de la radiation atteignant M est :

$$I_0 \times 10^{-md \times 10^{-Ah}}$$

L'intensité diffusée vers o, par un élément dh de hauteur autour de M, est, d'après la formule de Rayleigh :

$$Kp_0 \times 10^{-Ah} \times I_0 \times 10^{-md \times 10^{-Ah}} \times (1 + \cos^2 Z) dh.$$

Cette lumière diffusée traverse la masse d'air MO

$= 1 - 10^{-Ah}$ et, par suite, l'intensité, diffusée par l'élément dh , arrivant en O, est seulement :

$$di = Kp_0 \times 10^{-Ah} \times I_0(1 + \cos^2 Z) \times 10^{-md} \times 10^{-Ah} \times 10^{-(1 - 10^{-Ah})d} dh.$$

On calcule facilement l'intensité $i = \int di$ de la lumière

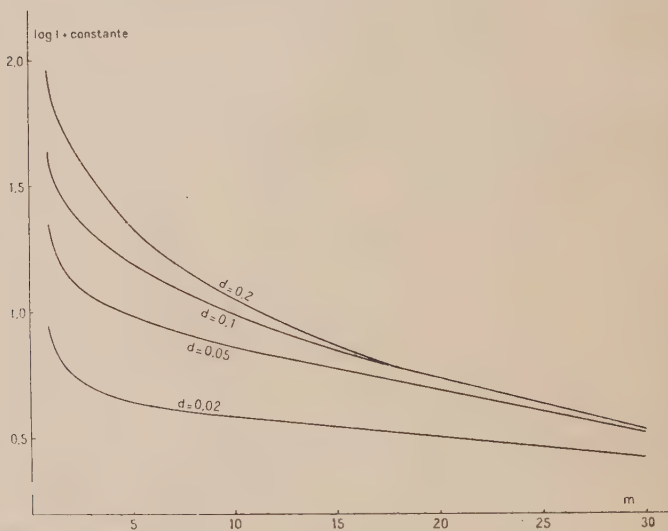


Fig 13.

totale venant du zénith et parvenant à l'observateur. Il vient :

$$i = \frac{B(1 + \cos^2 Z)}{(m - 1)} [1 - 10^{-(m-1)d}],$$

B étant une constante pour une radiation déterminée.

La figure 13 représente les variations de $\log i$ en fonction de m , pour quelques valeurs de d . On voit que, lorsque m est assez grand, les courbes sont presque rectilignes et peu inclinées sur l'axe des m .

Ceci permet de comprendre pourquoi, lorsque j'obtiens expérimentalement des droites pour la représentation graphique de $\log i = f(m)$, les pentes de ces droites sont généralement faibles.

Voici, par exemple, le cas du 1^{er} juillet 1933, après-midi : j'ai réalisé ce jour-là, simultanément, la méthode de visée directe du Soleil et la méthode du ciel bleu ; cette dernière m'a donné de bonnes droites entre $m = 6$ et $m = 12$. Les valeurs des pentes des droites sont inscrites dans le tableau III.

TABLEAU III

Longueurs d'onde	Pentes pour méthode soleil	Pentes pour méthode ciel bleu
6800 Å	0,0767	0,0350
6650	0,0960	0,0365
6490	0,1041	0,0395
6200	0,1323	0,0571
6100	0,1450	0,0607
5550	0,1737	0,0563
5230	0,1852	0,0503
4950	0,1919	0,0501
4900	0,1971	0,0502

Dans la méthode du ciel bleu, les pentes sont voisines, sauf précisément dans la région des bandes de Chappuis : les rayons solaires ont évidemment traversé une certaine épaisseur d'ozone, avant d'être diffusés. On peut penser, pour doser cet ozone, à opérer comme dans la visée directe du Soleil et représenter la variation des pentes en fonction de λ^{-1} ou simplement de λ , pour mettre en évidence et évaluer l'absorption par l'ozone atmosphérique. Cette interprétation donnerait pour l'épaisseur d'ozone $e = 0$ cm. 33, soit un nombre un peu plus petit que celui résultant de la visée directe du Soleil ($e = 0$ cm. 36), ou de la méthode de calcul exposée au début de ce chapitre pour l'étude du ciel

bleu. Il semble que ce résultat est général ; la différence trouvée s'explique par la présence d'ozone dans les couches diffusantes dont je parlerai dans la quatrième partie.

6. Comparaison de la brillance du ciel pour deux radiations.

— L'exemple précédent semble indiquer que la brillance du ciel varierait à peu près de la même manière pour deux radiations du spectre visible, si l'effet d'absorption par l'ozone ne s'exerçait pas. Il serait donc facile de déceler cette absorption.

En effet, soit B la brillance du ciel pour une radiation, à un certain moment, et B_0 la valeur qu'aurait cette brillance s'il n'y avait pas absorption par l'ozone ; en désignant par x l'épaisseur totale d'ozone traversée par les rayons solaires avant d'arriver, par diffusion, à l'observateur, on peut poser :

$$B = B_0 \times 10^{-\alpha x}.$$

Pour une autre radiation on aurait :

$$B' = B'_0 \times 10^{-\alpha' x}.$$

Si l'on suppose que, l'effet d'absorption par l'ozone étant mis à part, la répartition de l'énergie dans le spectre du ciel bleu reste constante pendant une belle journée, on peut écrire :

$$\log \frac{B}{B'} = \log \frac{B_0}{B'_0} - (\alpha - \alpha')x = \text{constante} - (\alpha - \alpha')x;$$

la variation de $\log \frac{B}{B'}$ pendant une journée permettrait donc d'étudier la variation de x .

Effectivement l'étude de $\log \frac{B}{B'}$ dans l'ultra-violet permet de doser l'ozone. Il en est tout autrement dans la portion visible du spectre parce que :

1° Les variations accidentelles de brillance sont plus importantes que dans l'ultra-violet ;

2° L'absorption par les bandes de Chappuis est beaucoup plus faible que celle produite par les bandes ultra-violettes de l'ozone.

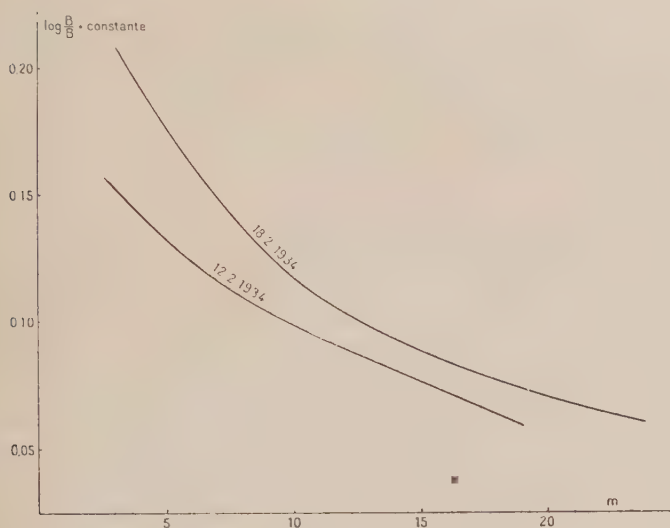


Fig. 14.

J'ai vérifié que l'on ne peut rien déduire, pour l'étude de l'ozone, des variations de $\log \frac{B}{B'}$, même lorsque ces variations n'indiquent aucun incident atmosphérique. La figure 14 reproduit, comme exemple, les courbes régulières obtenues le 12 février 1934 et le 18 février 1934, représentant les variations, en fonction de m , de $\log \frac{B}{B'}$, pour les radiations de longueurs d'onde $6\,100\text{ \AA}$ et $6\,650\text{ \AA}$; elles conduiraient à admettre comme épaisseurs d'ozone 0 cm. 30 et 0 cm. 38; alors que les valeurs obtenues par les autres méthodes sont 0 cm. 22 et 0 cm. 18.

CHAPITRE III

Résultats des dosages visuels de l'ozone atmosphérique.

1. **Mesures diurnes.** — Le tableau IV donne les résultats de mes principales mesures. Je n'y inscris pas les quelques dosages très espacés obtenus avant 1933 par la visée directe du Soleil. Je n'ai pu réaliser des observations à peu près régulières qu'après avoir mis au point, en janvier-février 1933, la méthode du ciel bleu. A partir de ce moment j'ai fait des mesures toutes les fois que les conditions atmosphériques et mes occupations de professeur me l'ont permis.

J'ai mis dans un seul tableau tous les résultats des mesures réalisées à Montpellier et des quelques-unes obtenues à l'observatoire du Pic-du-Midi, entre le 15 août et le 15 septembre 1933. J'ai confondu, pour le calcul des épaisseurs moyennes mensuelles, les quelques mesures du Pic-du-Midi et celles de Montpellier.

Sauf indication spéciale c'est la méthode du ciel bleu que j'ai employée.

Les résultats de mes dosages donnent, en moyenne, des épaisseurs d'ozone notablement plus grandes pendant l'année 1933 que celles obtenues, en 1931, à Montpellier, par Iké Duninowski (21), qui utilisait la même bande d'absorption.

Je trouve, pour l'année 1933, l'allure générale de la variation observée par Dobson (9), avec maximum en mars-avril et minimum en août-septembre.

Mes dosages ne sont pas assez nombreux pour permettre une étude statistique des variations irrégulières, en particulier pour la comparaison des épaisseurs d'ozone et de la pression atmosphérique.

Toutefois j'ai pu constater des inégalités de densité de l'ozone dans une même couche horizontale, en relation probable avec des différences de pression. Quelques mesures par visée directe du Soleil jusqu'à l'horizon m'ont permis

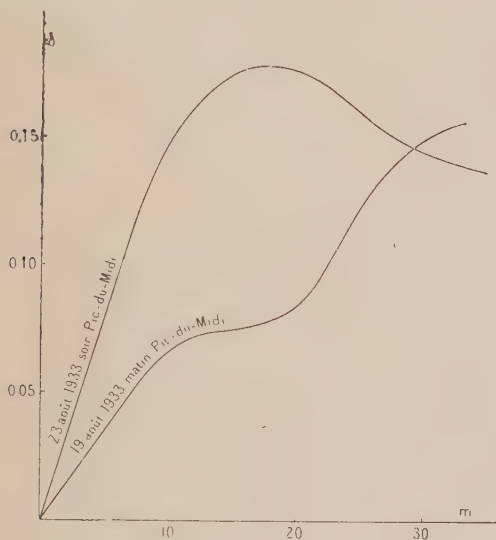


Fig. 15.

de mettre en évidence ces variations de distribution de l'ozone.

En effet il est facile de calculer que si l'ozone forme une couche à 25 km. d'altitude, des rayons horizontaux traversent cette couche à 550 km. environ du lieu d'observation.

Par les méthodes de calcul que j'exposerai dans le prochain chapitre, je peux déduire des mesures visuelles la variation de la densité optique $\delta = \alpha x$ de l'ozone atmosphé-

	Année 1900					
	Janv.	Février	Mars	Avril	Mai	Juin
1					0,37	0,34
2				0,36 (soleil)		0,20
3				0,37	0,37	
4		0,25			0,36	
5		0,26		0,40 (soleil)		
6				0,39 (soleil)		
7						0,36
8				0,38	0,40	0,30
9		0,25 (soleil)	0,38 (ciel et soleil)			0,33
10		0,28	0,39	0,40 (ciel et soleil)		0,36
11					0,40	
12						
13		0,30 (soleil)			0,41	
14		0,34		0,38		
15		0,35			0,36	
16		(soleil)				
17		0,32			0,37	
18						
19						
20						
21	0,33					0,39
22	0,31		0,25			0,35
23					0,34	
24		0,28	0,30			
25						0,26
26						(ciel et soleil)
27			0,30			
28			0,32			
29			0,34		0,32	
30			0,35			
31			0,34			
	Moy. : 0 cm. 29		Moy. : 0 cm. 33	Moy. : 0 cm. 38	Moy. : 0 cm. 37	Moy. : 0 cm. 32

Août	Sept.	Octobre	Nov.	Décembre	Année 1934		
					Janvier	Février	Mars
0,20	0,16 (soleil)		0,215	0,36	0,23		
0,195	0,25 (soleil)		0,245	0,30	0,30	0,25	
0,21					0,31	0,26	0,27
0,20	0,22 (soleil)	0,21	0,32		0,29	0,27	0,23
		0,21					0,25
	0,20 (soleil)	0,20	0,28	0,27 0,27		0,36	
				0,28	0,27 0,27	0,35 0,38	
		0,28					
			0,26		0,22		0,30
		0,285		0,31		0,22	0,28
		0,28	0,255	0,24	0,26	0,26	
		0,25 0,24	0,31	0,30 matin : 0,28 soir : 0,26		0,30	0,34
58 (soleil)		0,255		0,26	0,285	0,18	
tin : 0,159 (soleil)		0,22		0,27			
r : 0,255 (soleil)				0,32 0,30		0,24 0,26	
,25 (ciel)							
0,22 leil et ciel)				0,25			
54 (soleil)		0,23		0,24	0,27		
65 (soleil)		0,23 0,22	0,30 0,34				
		0,225	0,29	0,25			
0,24		0,26	0,30		0,25 0,30 0,29		
60 (soleil)				0,275 0,315			
0,237		0,275		Moy. : 0 cm. 28	Moy. : 0 cm. 27	Moy. : 0 cm. 28	Moy. : 0 cm. 28
Moy. : 0 cm. 22	Moy. : 0 cm. 21	Moy. : 0 cm. 24	Moy. : 0 cm. 28				

rique, dans la direction du Soleil, pour la radiation $6100\text{ \AA}$, en fonction de la masse m d'air traversée par les rayons solaires. Parmi les courbes représentant ces variations, certaines ont une allure caractéristique. La figure 15 montre deux exemples, obtenus au Pic-du-Midi. Le matin du 19 août 1933 l'ozone est beaucoup plus abondant vers l'est; l'existence d'une vague à grande concentration d'ozone, se déplaçant de l'est vers le Pic-du-Midi, est rendue vraisemblable par les mesures de l'après-midi, qui donnent, au-dessus du Pic, une épaisseur plus grande que le matin (0 cm. 255 au lieu de 0 cm. 159).

Le soir du 23 août, au contraire, δ décroît vers l'horizon; je pense pouvoir interpréter ce fait par une teneur plus faible en ozone de la région ouest, que semble confirmer la présence d'un anticyclone sur l'Atlantique.

2. **Mesures nocturnes.** — Voici les résultats des cinq mesures nocturnes que j'ai pu effectuer par visée directe de la Lune, rapprochés des valeurs obtenues pendant les jours voisins.

TABLEAU V

Dates	Epaisseur (jour)	Epaisseur (nuit)
1. 11. 33	0,215	
2 11. 33	0,245	
3. 11. 33		
4 11. 33	0,32	0,30
1. 12 33	0,36	
2 13. 33	0,30	0,34
28. 1 34	0,25	
29. 1 34	0,30	0,25
30. 1. 34	0,29	0,30
3. 3 34	0,27	
4. 3 34	0,23	0,28
5. 3 34	0,25	

QUATRIÈME PARTIE

LA RÉPARTITION VERTICALE DE L'OZONE DANS L'ATMOSPHÈRE

Introduction. — Lorsque MM. Fabry et Buisson ont eu démontré que la limitation du spectre solaire ultra-violet est due à une couche d'ozone qui aurait 0 cm. 3 environ d'épaisseur (pour le gaz pur ramené aux conditions normales), ils ont immédiatement pensé que ce gaz devait être surtout localisé dans la haute atmosphère. En effet, si la teneur de l'air en ozone était constante dans toute l'atmosphère, on devrait avoir une proportion de 4×10^{-7} en volume, ou encore de 80 mg. pour 100 m³ d'air. Or, les dosages chimiques donnent au voisinage du sol, une proportion 20 fois plus faible environ. Puisque l'ozone présente vers 2 550 Å une absorption extraordinairement élevée, il était naturel de contrôler par spectroscopie les dosages chimiques : l'expérience qualitative, suggérée par MM. Fabry et Buisson en 1912 (1) a été réalisée par R. J. Strutt en 1918 (44) ; il a vérifié que la raie 2 536 Å du mercure est observable à 6 km. environ, alors qu'avec une concentration uniforme d'ozone pour toute l'atmosphère, cette épaisseur d'air serait pratiquement opaque. D'autre part, il paraît y avoir peu d'ozone dans toute la troposphère. Cornu (45), qui avait cru constater un prolongement notable du spectre solaire pour les stations de haute altitude, avait évalué cette extension à 10 Å environ par 900 m. d'altitude ; il est facile de voir qu'un tel effet correspondrait sensiblement à une concentration uni-

forme. Ses résultats ont été contredits; Miethe et Lehmann (46) ont observé la même limite, $2\,912\,\text{\AA}$, à Berlin et au Mont-Rose, à 4 560 m.; Wigand (47) ne trouva qu'un prolongement insignifiant (jusqu'à $2\,896\,\text{\AA}$) en montant à 9 000 m.

CHAPITRE PREMIER

Première approximation : assimilation de l'ozone atmosphérique à une couche mince.

1. Principe des mesures. — Puisqu'il y a peu d'ozone dans la basse atmosphère, on a d'abord pensé que la majeure partie de ce gaz devait se trouver localisée à haute altitude. On



Fig. 16.

a restreint le problème de la répartition verticale : assimilant tout l'ozone à une « couche mince », on a cherché à évaluer l'altitude h de cette couche.

Le principe de la méthode est simple : lorsque le Soleil est

éloigné du zénith, les rayons solaires rencontreraient toutes les couches d'air sous un même angle, si la courbure de la terre était négligeable. Pour une grande distance zénithale Z du Soleil (fig. 16) l'effet de la courbure ne peut pas être négligé. Les rayons solaires traversent une couche mince d'altitude h sous un angle α différent de Z ; on a :

$$\frac{\sin \alpha}{R} = \frac{\sin Z}{R + h}$$

et la longueur du trajet des rayons solaires à travers la couche d'épaisseur e est :

$$x = e \sec \alpha.$$

Pour tous les calculs de répartition de l'ozone il faut déterminer préalablement la variation de $\sec \alpha$, pour diverses hauteurs, quand Z croît. Le tableau VI, à double entrée, donne ces variations. Il est commode de représenter graphiquement les résultats en prenant pour échelle des abscisses Z , ou $\sec Z$, ou encore la masse m d'air traversée par les rayons solaires.

La détermination de h est théoriquement facile : il s'agit de voir quelle est la courbe théorique qui se rapproche le plus de la courbe expérimentale représentant la variation du trajet des rayons solaires à travers l'ozone, d'après l'absorption subie par ces rayons. Les premières mesures ont été faites en 1925, à peu près simultanément par Cabannes et Dufay (42) à Montpellier, par Lambert, Déjardin et Chalonge (48) au Mont Blanc. Cabannes et Dufay, ne pouvant viser directement le Soleil jusqu'à l'horizon, ont imaginé, pour ces expériences, leur méthode d'observation du ciel au zénith.

L'altitude déterminée ainsi était voisine de 45 km. Mc Lennan, Ruedy et Mrs Krotkov (49), puis Götz et Dobson (50) ont obtenu des résultats analogues.

TABLEAU VI

Valeurs de sec α pour les valeurs suivantes de la distance zénithale :											
	Z = 70°	Z = 75°	Z = 80°	Z = 82°	Z = 84°	Z = 85°	Z = 86°	Z = 87°	Z = 88°	Z = 89°	Z = 90°
0	2,924	3,864	5,739	7,185	9,57	11,47	14,34	19,11	28,65	57,3	
10 km.	2,888	3,782	5,487	6,68	8,44	9,66	11,19	13,05	15,20	17,00	17,87
20 km.	2,858	3,707	5,254	6,26	7,65	8,51	9,50	10,54	11,59	12,33	12,65
25 km.	2,840	3,669	5,210	6,085	7,32	8,07	8,90	9,745	10,55	11,09	11,32
30 km.	2,826	3,635	5,050	5,92	7,035	7,69	8,40	9,10	9,75	10,17	10,34
35 km.	2,810	3,599	4,95	5,77	6,78	7,355	7,98	8,565	9,10	9,45	9,58
40 km.	2,795	3,566	4,865	5,63	6,55	7,08	7,61	8,12	8,56	8,85	8,97
45 km.	2,780	3,535	4,78	5,495	6,355	6,82	7,30	7,74	8,12	8,35	8,45
50 km.	2,766	3,504	4,70	5,375	6,17	6,59	7,01	7,40	7,74	7,94	8,025
60 km.	2,738	3,443	4,56	5,16	5,84	6,20	6,54	6,855	7,12	7,27	7,34
80 km.	2,685	3,333	4,30	4,79	5,32	5,58	5,83	6,05	6,23	6,275	6,37
100 km.	2,635	3,233	4,09	4,50	4,92	5,13	5,3	5,48	5,61	5,68	5,71

2. Déterminations de l'altitude de la couche d'ozone par photométrie visuelle. — J'ai pu moi-même obtenir quelques mesures par photométrie visuelle. J'ai utilisé la visée directe du Soleil ou la méthode du ciel bleu.

a) *Visée directe du Soleil (Montpellier)*. — L'étude de l'ozone atmosphérique par visée directe du Soleil jusqu'au voisinage de l'horizon est beaucoup plus facile en lumière visible que dans l'ultra-violet, où les radiations utiles deviennent énormément faibles par rapport aux radiations voisines. Mais les journées favorables à de telles mesures sont rares et je n'ai pu profiter que de quelques-unes. Le résultat immédiat des expériences est le tracé des courbes correspondant à la loi de Bouguer, pour les diverses radiations étudiées. Je porte en abscisse sécante Z et non pas les valeurs des masses d'air m , car l'absorption par diffusion moléculaire, proportionnelle à m , est moins importante que l'absorption par la brume, variant, elle, sensiblement comme $\sec Z$; autrement dit, on peut écrire, pour une radiation λ non absorbée par l'ozone :

$$\log I = \log I_0 - \Delta m - D \sec Z,$$

Δ et D désignant les densités optiques de l'atmosphère au zénith, dues séparément à la diffusion moléculaire (Δ) et à la brume (D).

Pour une radiation λ' absorbée par l'ozone, on pose :

$$\log I' = \log'_0 - \Delta' m - D' \sec Z - \alpha \epsilon \sec \alpha.$$

J'admets pour Δ et Δ' les valeurs théoriques (tableau II). Pour évaluer $\alpha \epsilon \sec \alpha$, je détermine D' par interpolation dans la courbe représentant les variations de D en fonction de λ^{-4} pour toutes les radiations étudiées. On voit tout de suite la difficulté : le terme $D' \sec Z$ est beaucoup plus important que le terme d'absorption par l'ozone ; il est difficile de connaître, pour une station de basse altitude, D' avec une erreur absolue inférieure à 0,0005 ; pour $\sec Z = 30$ ($Z = 88^\circ$ environ)

l'erreur sur $\alpha \sec \alpha$ est 0,015, c'est-à-dire que $\sec \alpha$ ne peut être connu qu'à une unité près : exemple : la figure 17 mon-

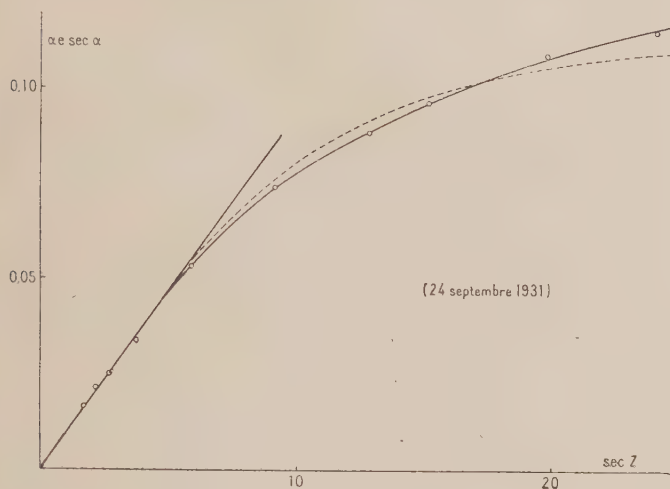


Fig. 17.

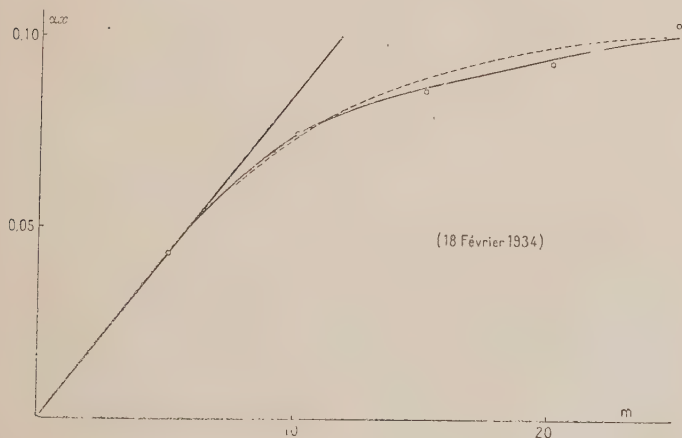


Fig. 18.

tre la courbe obtenue pour les valeurs de $ae \sec \alpha = f(\sec Z)$, pour la radiation 6100 Å , le 24 septembre 1931 (soirée). L'altitude probable est $h = 30 \text{ km.}$, mais il y a incertitude entre $h = 25$ et $h = 40 \text{ km.}$

b) *Méthode du ciel bleu.* — J'ai montré comment la méthode du ciel bleu permet de connaître, à un instant donné, la densité optique $ax = ae \sec \alpha$ de la couche d'ozone dans la direction des rayons solaires. La figure 10 montre la détermination de cette quantité à deux moments d'une même journée.

Si les mesures ont été assez nombreuses et poussées jusqu'à une hauteur solaire faible, il est possible de représenter les variations de $ae \sec \alpha$ en fonction de la masse m d'air. La figure 18 reproduit, en trait plein, la courbe tracée pour la mesure du 18 février 1934 (soirée) et, en pointillé, la courbe théorique pour l'altitude adoptée $h = 25 \text{ km.}$

Le plus souvent il m'est impossible d'obtenir une série aussi complète et régulière de mesures et je dois me contenter de deux ou trois points pour évaluer l'altitude. Voici l'exemple du 1^{er} janvier 1934 (soirée) ; j'obtiens :

$$\begin{aligned} \text{pour } m = 5 \quad ae \sec \alpha_1 &= 0,057; \\ \text{pour } m = 10 \quad ae \sec \alpha_2 &= 0,103; \\ \text{pour } m = 16 \quad ae \sec \alpha_3 &= 0,1225; \end{aligned}$$

d'où :

$$\frac{\sec \alpha_2}{\sec \alpha_1} = 1,80; \quad \frac{\sec \alpha_3}{\sec \alpha_1} = 2,15; \quad \frac{\sec \alpha_3}{\sec \alpha_2} = 1,19.$$

Ces rapports sont fonctions de l'altitude h cherchée ; le premier donnerait $h = 18 \text{ km.}$; le deuxième $h = 23 \text{ km.}$ environ ; le dernier correspondrait à $h = 35 \text{ km.}$ mais ce dernier rapport est le moins favorable pour une détermination de h ; il semble que l'on peut adopter la valeur $h = 20 \text{ km.} \pm 2 \text{ ou } 3 \text{ km.}$

c) *Difficultés des mesures d'altitude : variations de la*

distribution de l'ozone. — Pour que les déterminations précédentes et toutes les mesures faites pour étudier la répartition verticale de l'ozone dans l'atmosphère aient une signification, il faudrait être certain que l'ensemble de ces mesures est relatif à une répartition d'ozone bien définie.

Or des variations de la quantité d'ozone en quelques heures sont possibles ; des exemples ont été mis en évidence par Dobson et Gætz. Mais les mesures relatives à l'altitude de l'ozone sont faites rapidement, en deux heures environ ; une variation dans le temps est assez improbable.

Au contraire, sur une grande distance horizontale la proportion d'ozone ne reste pas en général constante, comme j'ai pu le constater directement dans quelques mesures poussées jusqu'à l'horizon (p. 53, fig. 15).

Ainsi s'explique, je pense, plutôt que par des variations réelles considérables d'altitude, la dispersion assez grande des nombres que j'ai trouvés.

D'autre part il est certain que l'hypothèse d'une couche mince est insuffisante.

La méthode du ciel bleu paraît plus locale que la visée directe du Soleil, surtout si l'on étudie l'ultra-violet. Mais nous verrons bientôt les difficultés de cette étude.

d) *Résultats.* — Les résultats de mes mesures d'altitude de la couche d'ozone sont rassemblés dans le tableau VII. Les nombres trouvés varient entre 20 km. et 50 hm. ; la moyenne est 33 km.

Malgré le nombre peu élevé de mesures, les résultats trouvés indiquent assez nettement une tendance à l'augmentation de l'altitude avec l'épaisseur de l'ozone. J'ai construit un graphique représentant directement ces deux grandeurs ; pour éliminer l'effet possible des variations annuelles, j'ai aussi dessiné un deuxième graphique, reproduit dans la figure 19, pour lequel je porte en abscisse, non l'épaisseur d'ozone mais la différence avec l'épaisseur moyenne mensuelle ; cette représentation a été déjà employée par Gætz et

TABLEAU VII

Date	Epaisseur d'ozone	Altitude	Méthode employée
24. 9.31.	0,18	30 km.	soleil
8. 4.33.	0,38	30 km.	ciel
10. 4.33.	0,40	50 km.	ciel et soleil
4. 5.33.	0,36	40 km.	ciel
16. 5.33.	0,36	40 km.	ciel
18. 8.33.	0,158	21 km.	soleil
19. 8.33.	0,255	30 km.	soleil
22. 8.33.	0,22	32 km.	ciel
24. 8.33.	0,165	23 km.	soleil
28. 8.33.	0,260	48 km.	soleil
11.10.33.	0,285	30 km.	ciel
13.10.33.	0,28	40 km.	ciel
2. 11.33.	0,245	25 km.	ciel
13.11.33.	0,255	40 km.	ciel
26.11.33.	0,34	25 km.	ciel
27.11.33.	0,29	35 km.	ciel
2. 12.33.	0,30	50 km.	ciel
11.12.33.	0,31	35 km.	ciel
18.12.33.	0,26	30 km.	ciel
21.12.33.	0,30	30 km.	ciel
1. 1.34.	0,23	20 km.	ciel
18. 1.34.	0,285	45 km.	ciel
28. 1.34.	0,25	30 ou 35 km.	ciel et soleil
29. 1.34.	0,30	30 km.	ciel
12. 2.34.	0,22	35 km.	ciel
18. 2.34.	0,18	25 km.	ciel

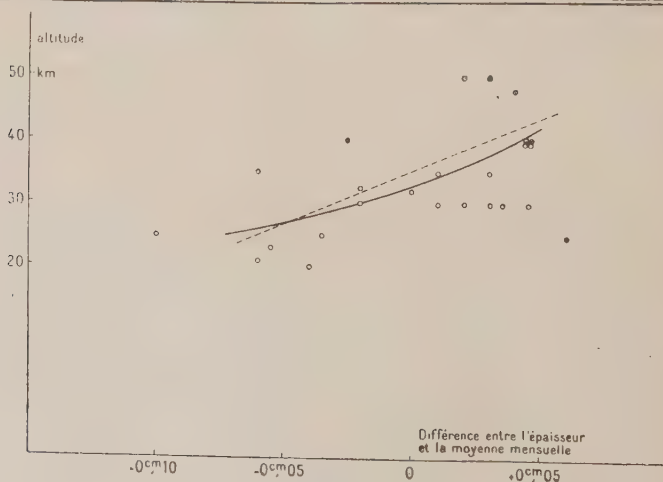


Fig. 19.

Dobson (50). Dans les deux cas les points marqués dénotent que l'altitude croît quand l'épaisseur d'ozone croît. Si dans la figure 19 je trace une ligne pour essayer de trouver une relation entre les deux grandeurs étudiées, *j'obtiens une courbe coïncidant presque avec la droite que Götz et Dobson avaient déduite de leurs premières mesures* (tracée en pointillé dans la figure 19).

CHAPITRE II

Essais d'une solution plus complète du problème de la répartition.

1. « L'Umkehreffekt » : complication de la méthode du ciel bleu. — L'interprétation rigoureuse de la méthode du ciel bleu est difficile, même si l'on néglige la diffusion secondaire : l'angle α sous lequel serait traversée une couche d'ozone par les rayons solaires, avant leur diffusion, dépend de l'altitude du point de diffusion, et il augmente avec cette altitude. Ceci pourrait expliquer un renforcement des bandes d'absorption.

C'est une tout autre constatation qu'a faite Gøtz (51) : étudiant dans la lumière diffusée par le ciel au zénith les intensités E_1 et E_2 de deux radiations de longueurs d'onde λ_1 et λ_2 , l'une $\lambda_1 = 3\,110 \text{ \AA}$ fortement absorbée par l'ozone, l'autre $\lambda_2 = 3\,290 \text{ \AA}$ ou $3\,265 \text{ \AA}$ faiblement absorbée, il a vu que la quantité $\log \frac{E_1}{E_2}$ diminue d'abord avec la hauteur du Soleil puis passe par un *minimum* pour une hauteur de 5° environ. Ce fait inattendu, appelé par Gøtz l'« Umkehreffekt » (51) (5) (effet de renversement et de rebroussement) a été systématiquement étudié par Gøtz et Dobson (52). Il avait échappé à Cabannes et Dufay (42), et aux premiers observateurs qui ont fait des mesures analogues, parce qu'il ne peut être mis en évidence que par des mesures serrées, exigeant un spectrographe très lumineux.

L'interprétation généralement admise de l'Umkehreffekt est la suivante : lorsque le Soleil approche de l'horizon, une

portion importante de la lumière est diffusée par la très haute atmosphère soit à l'intérieur et au-dessus d'une distribution étendue d'ozone [Chalonge (43)], soit même au-dessus d'une simple couche [Gœtz (5), Barbier (53)]. Dans les deux hypothèses les calculs numériques ont été menés jusqu'au bout et ils ont montré la possibilité de l'« Umkehrfekt ».

L'hypothèse simple de Cabannes et Dufay, base initiale de leur méthode du ciel bleu, à savoir : « la majeure partie de l'ozone est rassemblée au-dessus des couches diffusantes », est donc fausse ou insuffisante. L'« Umkehrfekt » montre que, lorsque le Soleil est bas, la lumière solaire de courte longueur d'onde, fortement absorbée par l'ozone, est diffusée surtout à haute altitude ; elle suit ainsi par la verticale le chemin le plus court à travers l'ozone. Par conséquent, lorsque le Soleil est voisin de l'horizon, l'absorption par l'ozone croît moins vite que ne le veut l'hypothèse de Cabannes et Dufay ; c'est dire que les mesures admettant cette hypothèse donnent *systématiquement* des altitudes moyennes *très grandes*.

Dans l'orangé l'absorption faible par les bandes de Chapuis ne provoque aucune complication du genre de l'« Umkehrfekt », ainsi que j'ai pu le constater par mes mesures ; d'ailleurs, en reprenant pour l'orangé les calculs de Chalonge (43), j'ai vérifié que la méthode du ciel bleu et la visée directe du Soleil donnent pratiquement en lumière visible, les mêmes résultats pour le dosage de l'ozone.

2. Dosages spectrographiques et chimiques de l'ozone au voisinage du sol. — La discordance des résultats obtenus dans les dosages par voie chimique de l'ozone au voisinage du sol a incité les physiciens à faire ces dosages par spectrographie. Successivement Buisson, Jausseran et Rouard (54), puis Gœtz et Ladenburg (55), Gœtz et Maier-Leibnitz (56), Chalonge et Vassy (57) (58) ont montré la possibilité de ce

dosage et augmenté sa précision. La quantité d'ozone au voisinage du sol, exprimée en épaisseur d'ozone pur par kilomètre d'air normal, est d'environ 20 microns.

Une conclusion imprévue, obtenue par la comparaison des dosages chimiques et spectrographiques (58), paraît être l'incertitude et même le défaut de fidélité des dosages chimiques. Il en résulte évidemment l'incertitude sur les valeurs des coefficients d'absorption de l'ozone, déduits de dosages chimiques. Et par conséquent toutes les épaisseurs d'ozone publiées jusqu'ici ne peuvent être considérées, pour le moment, que comme des valeurs relatives.

3. Etude de la répartition verticale de l'ozone par visée directe du soleil jusqu'à l'horizon. — J'ai montré les complications de la méthode du ciel bleu. D'autre part, l'étude directe du spectre solaire ultra-violet paraît extrêmement difficile lorsque le Soleil est voisin de l'horizon. Aucune mesure ne paraît pas avoir été faite pour une distance zénithale supérieure à 85° (la masse d'air traversée est seulement $m = 10$ environ, tandis qu'elle est voisine de 40 pour l'horizon).

La spectroscopie visuelle du Soleil bas est relativement facile ; il était intéressant de l'essayer. J'ai pu faire quelques mesures assez complètes à l'observatoire du Pic-du-Midi. J'ai tracé les courbes (fig. 20) représentant $\log I$ en fonction de la masse m d'air traversée par les rayons solaires.

Pour une longueur d'onde non absorbée par l'ozone, comme $6650 \text{ \AA}$, j'obtiens une ligne droite, en prenant les valeurs de m calculées par Link (35). Plus le Soleil est bas, plus les écarts par rapport à la ligne droite sont grands, mais ils restent sensiblement conformes à ceux que l'on peut prévoir d'après l'incertitude sur le temps exact des pointés photométriques (p. 27). Je ne trouve donc pas la courbure indiquée par Bauer et Danjon (59) et par Link (60).

Les tables de Bemporad (61) me donneraient une légère courbure.

Pour une radiation absorbée par l'ozone, comme $6100 \text{ \AA}$, je n'ai plus au contraire une ligne droite, puisque l'épaisseur d'ozone traversée ne varie pas proportionnellement à la masse d'air.

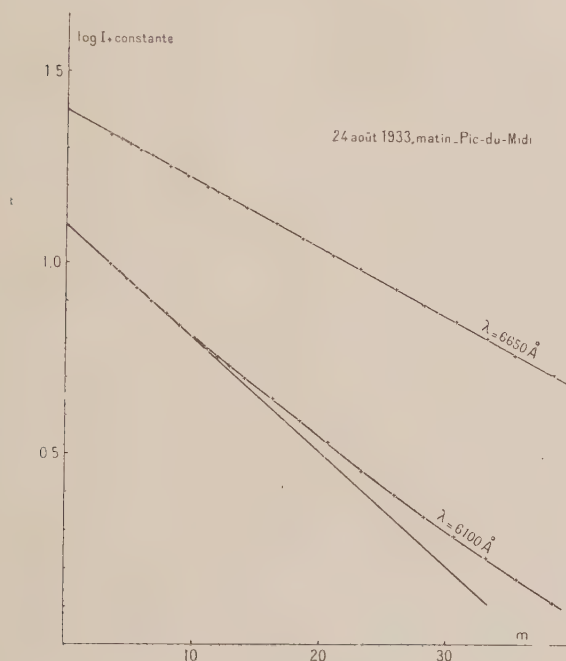


Fig. 20.

J'ai calculé la densité optique $\delta = \alpha x$ de l'ozone dans la direction du Soleil. Des interpolations sont évidemment nécessaires pour la détermination de cette quantité. J'ai employé trois méthodes différentes de calcul qui m'ont donné des résultats concordants ;

1° Pour une radiation absorbée par l'ozone, on peut écrire :

$$\log I = \log I_0 - m\Delta_0 - \alpha x,$$

Δ_0 représentant la densité optique qu'aurait l'atmosphère suivant la verticale s'il n'y avait pas d'ozone. Puisque j'ai déterminé les densités optiques Δ de l'atmosphère dans les bandes de l'ozone et à l'extérieur, une courbe en λ^{-4} permet d'évaluer Δ_0 et par suite αx .

2° Pour une position quelconque du Soleil, je peux calculer les différences $\log I_0 - \log I$, pour toutes les longueurs d'onde étudiées; ces différences représentent la densité optique totale de l'atmosphère *dans la direction du Soleil*; une courbe en λ^{-4} permet à nouveau de séparer la densité δ de l'ozone.

3° La méthode d'interprétation déjà indiquée pour la lumière du ciel bleu est également applicable au Soleil: si I' et I désignent les brillances spectrales du Soleil et de la lampe étalon, la courbe représentant, à un instant donné, $\log \frac{I'}{I}$, en fonction de la longueur d'onde montre une déformation dans la région d'absorption de l'ozone, qui donne immédiatement δ .

Parmi les quelques mesures poussées jusqu'à l'horizon, je ne pense devoir en garder que trois pour une interprétation de la répartition verticale de l'ozone dans l'atmosphère; elles donnent des courbes très régulières et ont été obtenues par des journées de calme météorologique, pour lesquelles l'uniformité de la répartition d'ozone est très probable sur une grande distance horizontale autour du Pic.

Le tableau suivant donne les résultats; on y trouve la densité optique $\delta = \alpha x$ de l'ozone atmosphérique pour la radiation de longueur d'onde $\lambda = 6100 \text{ \AA}$ en fonction de la masse d'air m traversée. J'indique en bas de chaque colonne l'épaisseur e d'ozone au zénith.

TABLEAU VIII

	18 août 1933 (soir)	24 août 1933 (matin)	28 août 1933 (matin)
$m = 5$	0,038	0,039	0,0625
10	0,068	0,075	0,0965
15	0,0875	0,097	0,110
20	0,1015	0,111	0,122
25	0,1125	0,122	0,130
30	0,122	0,134	0,1365
35	0,131	0,145	0,1395
	$e = 0,158$ cm.	$e = 0,165$ cm.	$e = 0,260$ cm.

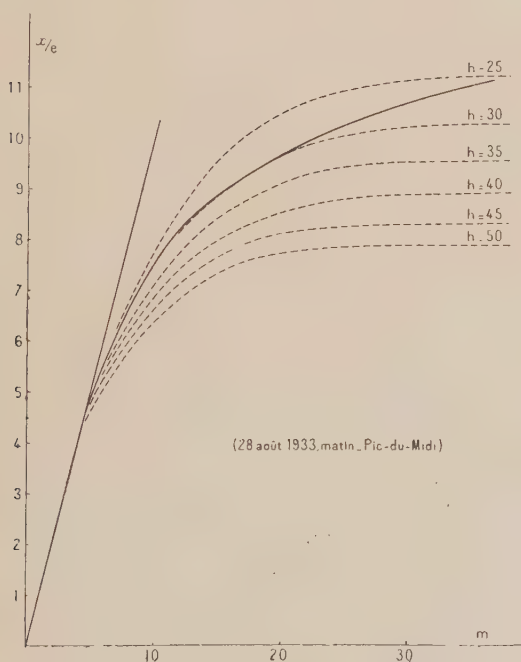


Fig. 21,

4. **Interprétation de mes mesures.** — Le fait essentiel mis en évidence par mes mesures est l'augmentation sensible et régulière de δ depuis $m = 20$ ou 25 jusqu'à l'horizon. Cette augmentation est en contradiction avec l'hypothèse d'une simple couche d'ozone élevée, qui donnerait une variation de δ beaucoup plus faible. La figure 21 représente en trait plein la variation de x/e en fonction de m , pour la mesure du 28 août 1933 et, en trait pointillé, les courbes théoriques pour des couches minces à diverses altitudes h .

J'ai montré (62) (58) qu'il est possible d'interpréter ces résultats par une hypothèse simple : on peut envisager pour l'ozone atmosphérique une double répartition, comprenant, d'une part, une couche mince élevée, d'autre part une masse disséminée dans toute l'atmosphère et proportionnelle à la masse d'air traversée. J'obtiens ainsi :

TABLEAU IX

	Altitude de la couche	Proportion d'ozone diffus
18 août 1933	18 km.	25 o/o
24 août 1933	20 km.	30 o/o
28 août 1933	45 km.	8 o/o
L'altitude donnée est l'altitude au-dessus du Pic.		

On peut exprimer la quantité d'ozone qui se trouve dans l'atmosphère diffusante en calculant l'épaisseur d'ozone pur, ramené aux conditions normales, qui se trouve, en moyenne, dans un kilomètre d'air à la pression normale, soit :

le 18 août 1933 : 70×10^{-4} cm. ;

le 24 août 1933 : 85×10^{-4} cm. ;

le 28 août 1933 : 35×10^{-4} cm.

J'ai pu mettre directement en évidence l'ozone de la basse

atmosphère par deux mesures visuelles sur le ciel bleu, réalisées au Pic-du-Midi le 20 août 1933 (soir) et le 22 août 1933 (matin) en visant l'horizon au voisinage du Soleil très bas et au point diamétralement opposé, j'ai constaté une différence de 15 o/o environ dans l'absorption par l'ozone ; la proportion d'ozone diffus était donc de 7 o/o au minimum.

L'hypothèse proposée n'était évidemment qu'une approximation meilleure que celle de la couche mince unique ; en particulier Chalonge (43) a montré que la précision insuffisante des mesures ne permet pas de distinguer une couche mince et une distribution étendue d'ozone. J'ai néanmoins vérifié, en reprenant la méthode de calcul proposée par Chalonge (43), que l'on peut expliquer dans mon hypothèse les formes des courbes « d'Umkehreffekt » obtenues par Gøtz, Meetham et Dobson (52). Ce calcul montre aussi pourquoi les tangentes à l'origine des courbes $\log \frac{I}{I'} = f(\sec Z)$ sont différentes, suivant que I et I' sont les intensités de deux radiations solaires directes ou des mêmes radiations diffusées par le ciel bleu.

5. **Interprétation de mes mesures par Barbier.** — Barbier (53) a proposé une explication de mes mesures par une distribution continue d'ozone. Son argument essentiel est que la concentration en ozone paraît augmenter avec l'altitude (57), contrairement à mon hypothèse. Mais il est vraisemblable que les mesures faites au voisinage du sol sont faussées, parce que ce gaz peut être détruit par les matières organiques ou par une élévation de température. Il semble que le brassage continu des couches basses de l'atmosphère doit avoir pour effet d'y maintenir sensiblement constante la proportion en ozone.

En tout cas Barbier a montré que la solution mathématique du problème de la répartition ne pourrait être obtenue par la visée directe du Soleil que si les mesures photomé-

triques étaient au moins 1 000 fois plus précises que les miennes, ce qui est impossible.

6. **Interprétation des courbes d'« Umkehreffekt » ; solutions de Gøetz, Meetham et Dobson.** — Récemment Gøetz, Meetham et Dobson (52) ont calculé approximativement la répartition verticale de l'ozone dans l'atmosphère, d'après une étude attentive des courbes d'« Umkehreffekt ».

Leur travail expérimental comprend une étude de l'ozone par visée directe du Soleil et la détermination, au moyen d'un spectrophotomètre à cellule photoélectrique, des variations de $-\log \frac{I}{I'}$, I et I' désignant les intensités lumineuses diffusées par le ciel au zénith pour les radiations $3\,100\text{ Å}$ et $3\,290\text{ Å}$. Les mesures nombreuses et complètes, ont été réalisées à haute altitude (1 860 m.) à Arosa (Suisse). Leur résultat immédiat est le suivant : si l'on représente les variations de $-\log \frac{I'}{I}$ en fonction de la distance zénithale Z du Soleil (ou de Z^4 , car l'échelle en Z^4 est plus commode) les courbes d'« Umkehreffekt » obtenues montrent un caractère important : on retrouve sensiblement la même courbe quand l'épaisseur d'ozone est la même. On obtient donc approximativement une courbe définie pour chaque épaisseur.

C'est à partir de ces courbes que Gøetz, Meetham et Dobson déterminent la distribution verticale de l'ozone. Ils négligent la diffusion secondaire ; si l'on suppose, en première approximation, cette diffusion proportionnelle à la diffusion primaire, son effet doit être seulement d'ajouter une constante à la quantité $-\log \frac{1}{I}$.

Deux méthodes indépendantes de calcul sont employées ; la première suppose négligeable la quantité d'ozone au-dessus de 50 km. et divise le reste de l'atmosphère en un petit nombre de couches (4), pour que la résolution numérique

du problème soit rapide. Dans la deuxième méthode, plus complète, on divise l'atmosphère en huit couches et l'on cherche, par une méthode d'approximation, une distribution permettant de retrouver les courbes expérimentales d'« Umkehr-effekt ». Il y a eu général plusieurs solutions mais, pour celles-ci, la hauteur moyenne de l'ozone est sensiblement la même. La figure 22, reproduite d'après le mémoire

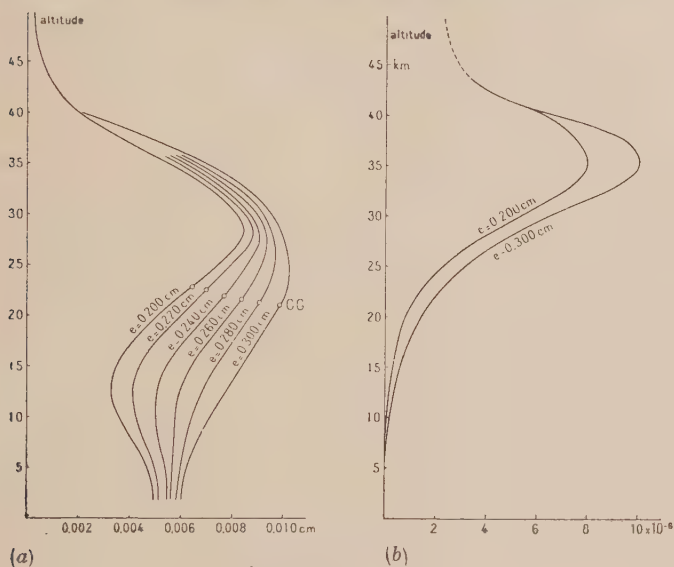


Fig. 22.

(a) Ozone en centimètres par kilomètre vertical :

(b) Rapport $\frac{\text{ozone}}{\text{air}}$ en volume.

de Gœtz, Meetham et Dobson, montre les résultats de cette dernière méthode ; elle indique la distribution verticale de l'ozone sous deux représentations différentes : en (a) sont données les épaisseurs en centimètre d'ozone pur par kilomètre d'air vertical ; (b) montre la variation avec l'altitude du rapport $\frac{\text{ozone}}{\text{air}}$ en volume.

Comme le disent les auteurs « les courbes tendent à donner une impression de précision supérieure à celle qu'elles comportent vraiment ».

Mais, dans l'ensemble, les résultats diffèrent beaucoup de ceux précédemment admis.

7. Etude directe de la répartition verticale jusqu'à 31 km. par E. et V.-H. Regener (63). — Les calculs de Gœtz, Meetham et Dobson ont été partiellement confirmés par une mesure directe de la répartition verticale de l'ozone jusqu'à

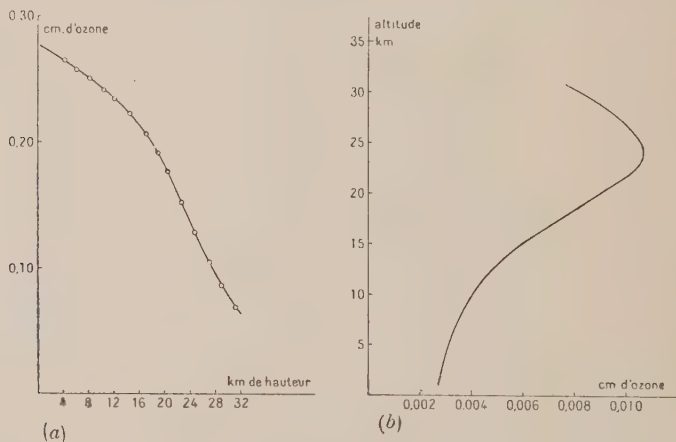


Fig. 23.

(a) Epaisseur d'ozone au-dessus de l'appareil en fonction de l'altitude ;

(b) Ozone en centimètres par kilomètre vertical.

31 km. (63). E. et H. V. Regener ont réussi à faire fonctionner un spectrographe enregistreur emporté par un ballon sonde. Le spectrographe très simple, à optique de quartz, permet d'obtenir à diverses altitudes l'extrémité ultra-violette du spectre solaire, diffusée par une plaque de magnésie. Par l'emploi d'un appareil peu lumineux, par un choix convenable du temps de pose et des plaques photographiques, E. et

V. H. Regener ont pu éviter le voile général dû à la diffusion, à l'intérieur du spectrographe, de la lumière solaire intense de plus grande longueur d'onde.

Les extrémités des spectres sont très pures et faciles à étudier ⁽¹⁾. L'interprétation des mesures est simple ; la seule complication provient de la lumière du ciel, mais il est possible d'en tenir compte.

Le 31 juillet 1934 le spectrographe a atteint une hauteur de 31 km. La figure 23 (a), reproduite d'après le mémoire de E. et V. H. Regener (63), représente l'épaisseur d'ozone au-dessus de l'appareil, en fonction de la hauteur. L'étude différentielle de la courbe de E. et V. H. Regener ne peut pas être très précise mais j'ai tout de même déduit, des résultats de E. et V. H. Regener la variation de l'épaisseur d'ozone par kilomètre vertical en fonction de l'altitude : on retrouve vers 24 km. le maximum prévu par les calculs de Gøtz, Meetham et Dobson, mais la courbe tracée [fig. 23 (b)] diffère notablement entre le sol et 20 km. de celle donnée par les auteurs précédents [fig. 22 (a)].

8. Conclusion. — L'hypothèse de la « couche mince » est évidemment insuffisante ; l'altitude moyenne de 50 km. précédemment admise, est trop élevée. L'interprétation théorique des courbes d'Umkehr-effekt et les mesures directes de E. et V. H. Regener concordent pour démontrer l'existence d'une distribution verticale étendue, l'épaisseur d'ozone par kilomètre vertical atteignant, dans nos régions, un maximum très net vers 25 km. ; à cette altitude la proportion d'ozone est d'ailleurs très faible, inférieure à 10^{-5} en volume.

Mais le problème de la répartition verticale de l'ozone dans l'atmosphère n'a pas encore trouvé une solution assez sûre et complète, permettant de préciser la formation de ce gaz, ses variations, son équilibre, son rôle.

(1) Je remercie respectueusement M. le professeur E. Regener qui a bien voulu m'envoyer des agrandissements de ses clichés.

En particulier les calculs de Gøetz, Meetham et Dobson amènent à situer entre 10 et 20 km. d'altitude les principaux changements de la teneur en ozone. Ce fait aurait un grand intérêt au point de vue météorologique et pour le problème général de l'ozone atmosphérique ; il correspondrait probablement à un transport d'ozone par des courants d'air polaire. Dobson s'est proposé, pour compléter son étude, de déterminer la distribution de l'ozone en des lieux de latitudes différentes.

Mais sur ce point important les conclusions de Gøetz, Meetham et Dobson me paraissent erronées. En effet, d'une part, mes propres déterminations d'altitude concordent très exactement avec les anciennes mesures de Gøetz et Dobson (50) pour indiquer que la hauteur moyenne de l'ozone croît avec son épaisseur. D'autre part les mesures spectroscopiques directes de E. et V. H. Regener donnent entre 10 et 20 km. des teneurs en ozone nettement plus faibles que celles calculées d'après les courbes d'Umkehrreffkt. Cette question nécessite donc d'autres travaux. La méthode de E. et V. H. Regener est évidemment la plus sûre.

Sans doute la différence entre les résultats théoriques et ceux de E. et V. H. Regener est-elle due à l'incertitude des méthodes et des hypothèses de calcul, qui expliquerait aussi la diminution rapide et surprenante vers 40 km. du rapport de l'ozone à l'oxygène.

Je rappelle que, à très haute altitude, ce rapport doit diminuer, malgré la présence permanente d'oxygène atomique, démontrée par la raie verte de l'aurore polaire ou non polaire ; Chapman (66) a en effet expliqué comment, si la convection devient très faible ainsi que la pression, le nombre des chocs nécessaires pour la formation d'une molécule d'ozone doit diminuer ; ainsi, à partir d'une certaine hauteur, la proportion en ozone diminue vers le haut, tandis, que la proportion en oxygène atomique croît.

Mais il est difficile de discuter ces questions ; on voit com-

bien il serait intéressant de préciser et d'étendre les résultats obtenus.

Il est néanmoins certain que ces résultats diffèrent profondément de ceux généralement admis jusqu'ici, à tel point qu'il est nécessaire d'examiner à nouveau divers problèmes liés à celui de l'ozone, notamment le problème de la température dans la haute atmosphère.

On sait que l'on explique les phénomènes de propagation du son à grande distance par l'existence, dans la haute atmosphère, vers 40 ou 60 km., d'une température beaucoup plus élevée que vers la base de la stratosphère. Tant que l'on a accepté l'hypothèse d'une couche d'ozone située vers 50 km., on a attribué cette élévation de température à l'ozone. En effet on peut calculer (42), en admettant que le rayonnement solaire est celui du corps noir à 6 000 K (2), que l'absorption de la portion ultra-violette qui ne parvient pas à la surface du col, correspond à 5 0/0 du rayonnement solaire, lorsque le Soleil est au zénith. Comment interpréter les nouveaux résultats? Gøtz (64) pense que la température élevée, au-dessus de 40 km. est due surtout à l'absorption par l'oxygène. Mais Regener (63) fait observer, avec juste raison, que la valeur énorme du coefficient d'absorption de l'ozone dans la bande de Hartley, peut expliquer l'existence d'une température élevée à la limite supérieure de la couche d'ozone.

RESUMÉ

J'ai précisé les conditions pour l'observation qualitative des bandes de l'ozone atmosphérique dans la portion visible du spectre : il suffit de regarder, avec un spectroscopie, le ciel à l'horizon, au moment où le Soleil est à quelques degrés au-dessous de celui-ci.

Pour étudier l'ozone atmosphérique, j'ai construit et étalonné un spectrophotomètre visuel, à coin absorbant; la précision des pointés photométriques est de 3 ou 4 millièmes. Cet appareil constitue le dispositif le plus simple, jusqu'à aujourd'hui, qui ait permis le dosage de l'ozone atmosphérique et, plus généralement, la spectrophotométrie du Soleil, du ciel, de la Lune.

Pour le dosage optique de l'ozone atmosphérique, j'ai d'abord employé la méthode de visée directe du Soleil (ou de la Lune) et j'ai eu ainsi l'occasion d'étudier l'absorption atmosphérique et ses variations (avec la longueur d'onde, avec le temps).

Après avoir reconnu que la visée directe du Soleil est rarement réalisable, j'ai montré, en adaptant une méthode déjà utilisée dans l'ultra-violet, que l'on peut évaluer l'ozone atmosphérique par la spectroscopie visuelle du ciel bleu.

Par l'emploi de l'une ou l'autre méthode, et principalement de la seconde, j'ai pu réaliser des dosages à peu près réguliers d'ozone. L'épaisseur d'ozone est déterminée avec une incertitude inférieure à 10 o/o.

Je donne les résultats de 156 mesures obtenues entre

janvier 1933 et mars 1934. Je retrouve la grande variation annuelle, découverte par Dobson (9), avec maximum d'ozone en mars-avril et minimum en août-septembre.

J'ai pu faire cinq dosages nocturnes d'ozone, par spectroscopie de la Lune.

Quelques observations directes du Soleil jusqu'à l'horizon m'ont permis de mettre directement en évidence les inégalités de distribution de l'ozone dans une même couche horizontale.

Admettant d'abord, comme première approximation, l'hypothèse de la « couche mince » d'ozone, j'ai montré que mes deux méthodes permettent d'estimer l'altitude de cette couche. 26 mesures donnent des nombres compris entre 20 et 50 km., la moyenne étant de 33 km. Ces déterminations indiquent que, en général, l'altitude de l'ozone croît avec son épaisseur.

Enfin la spectroscopie du Soleil très bas m'a montré nettement l'insuffisance de l'hypothèse précédente et m'a donné une valeur approximative de la quantité d'ozone contenue dans la troposphère.

BIBLIOGRAPHIE

1. FABRY et BUISSON. — L'absorption de l'ultra-violet par l'ozone et la limite du spectre solaire. *Journal de Physique*, 5^e série, **3** (1913), p. 196.
2. FABRY et BUISSON. — Étude de l'extrémité ultra-violette du spectre solaire. *Journal de Physique*, 6^e série, **2** (1921), p. 297.
3. Rapport de la réunion de l'ozone et de l'absorption atmosphérique, mis en ordre par Ch. Fabry. *Gerlands Beiträge zur geophysik*, **24** (1929), p. 1.
4. FABRY et BUISSON. — L'absorption des radiations dans la haute atmosphère. *Mémorial des sciences physiques*, fasc. XI, Paris, 1930.
5. F. W. PAUL GÖTZ. — Das atmosphärische ozon. *Ergebnisse der Kosmischen Physik*, band. I, p. 180. Leipzig, 1931.
6. HARTLEY. — On the absorptium spectrum of ozone. *Journal of the Chemical Society*, **39** (1881), p. 57.
7. HUGGINS. — A new group of lines in the photographic spectrum of Sirius. *Proceedings of the Royal Society*, **48** (1890), p. 216.
8. CHAPPUIS. — Etude spectroscopique sur l'ozone. *Annales de l'École Normale Supérieure*, **11** (1882), p. 137 et *Journal de Physique*, 2^e série, **1** (1882), p. 484 ; *C. R. Acad. Sc.*, **91** (1880), p. 985.
9. DOBSON et HARRISON. — Measurements of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions. *Proceedings of the Royal Society*, **A, 110** (1926), p. 660 ; **114** (1927), p. 521 ; **122** (1929), p. 456 ; **129** (1930), p. 411.
10. P. LEJAY. — Détermination de la quantité d'ozone contenue dans l'atmosphère, au voisinage de Shanghai. *C. R. Acad. Sc.*, **199** (1934), p. 879.
11. J. CABANNES et J. DUFAY. — Transparence de l'atmosphère dans le spectre visible ; diffusion moléculaire, absorption par l'ozone. *Journal de Physique*, 6^e série, **7** (1926), p. 257.
12. SCHÖNE. — Spectrum of ozone and the presence of ozone in the atmosphere. *Journal Russ. Phys. Chem. soc.*, **16** (1884), p. 250 ; *Journal of the Chemical Soc.*, **48** (1885), p. 713 ; *Chemical News*, **69** (1894), p. 289.

13. LADENBURG et LEHMANN. — Ueber Versuche mit hochprozentigem ozon. *Annalen der Physik*, **21** (1906), p. 305.
14. COLANGE. — Etude de l'absorption par l'ozone dans le spectre visible. *Journal de Physique*, 6^e série, **8** (1927), p. 254.
15. HARTLEY. — On the absorption of solar rays by the atmospheric ozone. *Journal of the Chemical Society*, **39** (1881), p. 111.
16. O. R. WULF, A. F. MOORE et E. H. MELVIN. — The atmospheric ozone absorption in the visible spectrum. *Astrophysical Journal*, vol. **79**, n^o 2, 1934, p. 270.
17. CABANNES. — Sur la transparence de l'atmosphère. *C. R. Acad. Sc.*, **179** (1924), p. 191.
18. CABANNES et DUFAY. — Les variations de la quantité d'ozone contenue dans l'atmosphère. *Journal de Physique*, 6^e série, **8** (1927), p. 353.
19. FOWLE. — Atmospheric ozone : its relation to some solar and terrestrial phenomena. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, vol. **81**, n^o 11, 1929, p. 1.
20. DUFAY. — Observation photographique des bandes de Chappuis dans le spectre solaire. *Bulletin Soc. Française de Physique*, n^o 288, 1930, p. 31 S.; *Bulletin de l'Observatoire de Lyon*, n^o 3, **12** (1930), p. 61.
21. IKE DUNINOWSKI. — Nouvelle méthode de dosage optique de l'ozone atmosphérique. *C. R. Acad. Sc.*, **191** (1930), p. 859; *Thèse Montpellier*, n^o 11, 1932.
22. O. R. WULF. — The determination of ozone by spectrophotometric measurements. *Smithsonian Miscellaneous Collections*, vol. **85**, n^o 9, 1931, p. 1.
23. CROVA. — Description d'un spectrophotomètre. *Annales de Chimie et de Physique*, 5^e série, **29** (1883), p. 556.
24. FABRY et BUISSON. — Photomètre universel sans écran diffusant. *Journal de Physique*, 6^e série, **1** (1920), p. 25; *Revue d'optique*, **1** (1922), p. 1.
25. GOUY. — Recherches photométriques sur les flammes colorées. *Journal de Physique*, 1^{re} série, **9** (1880), p. 19; *Annales de Chimie et de Physique*, **18** (1879), pp. 5 et 446.
26. IVES. — A new form of spectrophotometer. *Physical Review*, **30** (1910), p. 446.
27. THOVERT. — Spectrophotomètres et photométrie des sources colorées. *Journal de Physique*, 4^e série, **8** (1909), p. 834.
28. YVON. — Le spectrophotomètre Yvon. *Revue d'optique*, **1** (1922), p. 499.
29. LUMMER et BRODHUN. — Photometrische Untersuchungen. *Zeitschrift für Instrumentenkunde*, **12** (1892), p. 132.

30. GUILD. — An equipment for visual spectrophotometry. *Transactions of the optical Society*, **26** (1924), p. 74.
31. BRACE. — Description of a new spectrophotometer. *Philosophical Magazine*, **48** (1899), p. 420.
32. RIBAUD. — Traité de pyrométrie optique. Editions de la *Revue d'optique*, Paris, 1931.
33. RIBAUD et PEYCHES. — Corrections dues aux largeurs des fentes dans les mesures photométriques et pyrométriques effectuées au spectrophotomètre. *Revue d'optique*, **11** (1932), p. 241.
34. RIBAUD. — Pyromètre et micropyromètre optique à coins absorbants. *Revue d'optique*, **5** (1926), p. 321.
35. LINK. — Nouvelles tables de masses d'air. *Journal des observateurs*, **17** (1934), p. 41.
36. ROCARD. — Sur les propriétés optiques de l'atmosphère : diffusion, absorption. *Revue d'optique*, **9** (1930), p. 97.
37. ROUGIER. — Photométrie photo-électrique globale de la lune *Annales de l'observatoire de Strasbourg*, t. II, fasc. 3, 1933.
38. CHALONGE. — Etude de la couche d'ozone de la haute atmosphère pendant la nuit. *C. R. Acad. Sc.*, **186** (1928), p. 446.
39. CHALONGE et GËTZ. — Mesures diurnes et nocturnes de la quantité d'ozone contenue dans la haute atmosphère. *C. R. Acad. Sc.*, **189** (1929), p. 704 et *Gerlands Beiträge zur geophysik*, **24** (1929), p. 20.
40. CHALONGE. — L'état actuel du problème de l'ozone atmosphérique. *Bulletin Soc. française de Physique*, n° 349, 1934, p. 16 s.
41. BARBIER, CHALONGE et VASSY. — Nouvelles méthodes pour la mesure nocturne de l'ozone atmosphérique et l'étude de la répartition de l'énergie dans les spectres stellaires. *C. R. Acad. Sc.*, **198** (1934), p. 2139 ; *Revue d'optique*, **13** (1934), p. 199.
42. CABANNES et DUFAY. — Mesure de l'altitude et de l'épaisseur de la couche d'ozone dans l'atmosphère. *Journal de Physique*, 6^e série, **8** (1927), p. 125.
43. CHALONGE. — Sur la répartition de l'ozone dans l'atmosphère terrestre. *Journal de Physique*, 7^e série, **3** (1932), p. 21.
44. R. J. STRUTT. — Ultraviolet transparency of the lower atmosphere and its relative poverty in ozon. *Proceedings of the Royal Society*, A. **94** (1918), p. 260.
45. CORNU. — Observations de la limite du spectre solaire à diverses altitudes. *C. R. Acad. Sc.*, **89** (1879), p. 808 ; *Ibidem*, **111** (1890), p. 941.
46. MIETHE et LEHMANN. — Ueber das ultraviolette ende des

- sonnenspektrums. *Sitzungsberichte der kgl. preussischen akademie der Wissenschaften zu Berlin*, 1909, p. 268.
47. WIGAND. — Das Ultraviolette Ende des Sonnenspektrums in verschiedenen Höhen bis 9000 m. *Verhandlungen der deutschen. Physikalischen Gesellschaft*, n° 21, **15**, (1913), p. 1090.
 48. LAMBERT, DEJARDIN et CHALONGE. — L'extrémité ultra-violette du spectre solaire et la couche d'ozone de la haute atmosphère. *Bulletin de l'Observatoire de Lyon*, **9** (1927), p. 45.
 49. Mc LENNAN, RUEDY et Mrs KROTKOV. — On the altitude of the ozone layer. *Transactions of the Royal Society of Canada*, **22** (1928), p. 293.
 50. GÆTZ et DOBSON. — Observations of the height of ozone in the upper atmosphere. *Proceedings of the Royal Society, A*, **120** (1928), p. 251 et **125** (1929), p. 292.
 51. GÆTZ. — Zum strahlungsklima des Spitzbergensommers. Strahlungs und ozonmessungen in der Königsbucht 1929. *Gerlands beiträge zur Geophysik*, **31** (1931), p. 119.
 52. GÆTZ, MEETHAM et DOBSON. — The vertical distribution of ozone in the atmosphere. *Proceedings of the Royal Society, A*, **145** (1934), p. 416.
 53. BARBIER. — La répartition de l'ozone atmosphérique en fonction de l'altitude. *Journal de Physique*, 7^e série, **5** (1934), p. 243.
 54. BUISSON, JAUSSEAN et ROUARD. — La transparence de la basse atmosphère. *C. R. Acad. Sc.*, **190** (1930) p. 808; *Revue d'optique*, **12** (1933), p. 70.
 55. GÆTZ et LADENBURG. — Ozongehalt der unteren Atmosphärenschichten. *Naturwissenschaft.*, **19** (1931), p. 373.
 56. GÆTZ et MAIER-LEIBNITZ. — Zur Ultraviolettabsorption bodennaher Luftschichten. *Zeitschrift für Geophysik*, **9** (1933), p. 253.
 57. CHALONGE et VASSY. — Recherches sur la transparence de la basse atmosphère et sa teneur en ozone. *Journal de Physique*, 7^e série, **5** (1934), p. 309.
 58. FABRY, GAUZIT, CHALONGE et VASSY. — Les propriétés optiques de l'ozone et leur emploi dans l'étude de l'atmosphère. Editions de la *Revue d'optique*, Paris, 1934.
 59. BAUER et DANJON. — L'absorption atmosphérique au Mont-Blanc. *C. R. Acad. Sc.*, **176** (1923), p. 761.
 60. LINK. — L'absorption atmosphérique et quelques phénomènes connexes. *Bulletin de l'Observatoire de Lyon*, t. **11**, n° 10, 1929, p. 229.
 61. BEMPORAD. — L'assorbimento selletivo dell' atmosfera terrestre. *Reale Accademia dei lincei*, 1904.

62. GAUZIT. — Etude de l'ozone atmosphérique au Pic-du-Midi par visée directe du Soleil jusqu'à l'horizon. *C. R. Acad. Sc.*, **198** (1934), p. 492.
 63. E. et V.-H. REGENER. — Aufnahmen des ultravioletten Sonnenspektrums in der Stratosphäre und vertikale Ozonverteilung. *Physikalische Zeitschrift*, **35** (1934), p. 788.
 64. GÆTZ. — Neue Arbeiten zum Ozonproblem. *Meteor. Zeitschrift*, **50** (1933), p. 455.
 65. MEYER, SCHEIN et STOLL. — Light of very short Wave-Length (2 100 Å), in the solar spectrum. *Nature*, **134** (1934), p. 535.
 66. CHAPMAN. — On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Philosophical Magazine*, 7^e série, vol. X, 1930, p. 369.
-

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	I

PREMIERE PARTIE

*Absorption par l'ozone dans la région visible du spectre.
Observations des bandes de Chappuis dans le spectre solaire.*

Etude au Laboratoire des propriétés absorbantes de l'ozone dans la région visible du spectre. Observations qualitatives des bandes de Chappuis dans le spectre solaire. Résumé des études quantitatives antérieures aux miennes sur l'absorption par l'ozone atmosphérique dans la région visible du spectre solaire	5
--	---

DEUXIÈME PARTIE

Le spectrophotomètre.

Principe du spectrophotomètre utilisé. Description détaillée de l'appareil. Réglage. Étalonnage du coin photométrique. Alimentation de la lampe étalon. Précision des pointés photométriques	11
--	----

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE PREMIER. — *Dosage de l'ozone atmosphérique par visée directe du Soleil (ou de la Lune).*

Principes des mesures. Marche des observations. Evaluation de l'ozone atmosphérique ; exemples de mesures. Étude de la courbe $\Delta = f(\lambda^{-4})$; variations de la transparence atmosphérique avec la longueur d'onde. Difficulté de la méthode ; variations de la transparence atmosphérique au cours des mesures. Précision dans l'évaluation de l'ozone atmosphérique. Essais d'une méthode courte ; détermination rapide de la transparence atmosphérique. Dosages nocturnes d'ozone, par visée de la Lune	23
---	----

CHAPITRE II. — *Dosage de l'ozone atmosphérique
par la méthode du ciel bleu.*

Principe de la méthode. Marche des observations. Evaluation de l'ozone atmosphérique ; exemples de mesures. Précision. Variations de la brillance du ciel au cours des observations ; nouvelle interprétation de quelques mesures. Comparaison de la brillance du ciel pour deux radiations	41
---	----

CHAPITRE III. — *Résultats des dosages visuels
de l'ozone atmosphérique.*

Mesures diurnes. Mesures nocturnes	52
--	----

QUATRIÈME PARTIE

La répartition verticale de l'ozone dans l'atmosphère.

INTRODUCTION	57
------------------------	----

CHAPITRE PREMIER. — *Première approximation :
assimilation de l'ozone atmosphérique à une couche mince.*

Principe des mesures. Déterminations de l'altitude de la couche d'ozone par photométrie visuelle : a) visée directe du Soleil ; b) méthode du ciel bleu ; c) difficultés des mesures d'altitude ; variations de la distribution de l'ozone ; d) résultats	59
---	----

CHAPITRE II. — *Essais d'une solution plus complète
du problème de la répartition.*

L' « Umkehreffekt » ; complications de la méthode du ciel bleu. Dosages spectrographiques et chimiques de l'ozone au voisinage du sol. Étude de la répartition verticale de l'ozone par visée directe du Soleil jusqu'à l'horizon. Interprétation de mes mesures. Interprétation de mes mesures par Barbier. Interprétation des courbes d' « Umkehreffekt », solutions de Gøtz, Meetham et Dobson. Étude directe de la répartition verticale jusqu'à 31 km., par E. et V.-H. Regener. Conclusion .	68
RÉSUMÉ	82
BIBLIOGRAPHIE	84

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Étude spectroscopique des planètes.

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 13 Mars 1933.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

CH. MAURAIN

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

S. CHARLÉTY

